

## SÉANCE MENSUELLE DU 20 DÉCEMBRE 1955.

*Présidence de M. A. LOMBARD, président.*

Est admis comme membre effectif de la Société, sur la proposition du président :

M. PAUL BARBIOT, Docteur en médecine, 160, rue de Bouvy, à La Louvière; présenté par MM. R. Marlière et A. Beugnies.

### **Dons et envois reçus :**

De la part des auteurs :

- 11352 *Ayme, A.* Sur la stratigraphie du Crétacé de la feuille de Tablat. Paris, 1954, 3 pages.
- 11353 *Bourcart, J.* et *Glangeaud, L.* Morphotectonique de la marge continentale nord-africaine. Paris, 1954, 22 pages et 4 figures.
- 11354 *Caire, A.* Les rapports entre Oxfordien, Argovien et Glypticien dans le Jura salinois. Besançon, 1951, 22 pages et 3 figures.
- 11355 *Caire, A.* Le soulèvement du Djebel Mansourah (département de Constantine). Paris, 1952, 2 pages.
- 11356 *Caire, A.* Les faciès du Sénonien au Sud de la chaîne des Biban (Constantine). Paris, 1953, 3 pages.
- 11357 *Caire, A.* Sur l'origine et la date de mise en place des nappes supérieures dans le Tell algérien au Sud du Djurdjura. Paris, 1954, 3 pages.
- 11358 *Caire, A.* Sur le passage du Lutétien inférieur au Lutétien supérieur dans une partie du Tell algérien méridional. Paris, 1954, 3 pages.
- 11359 *Demant, F.* En hommage de l'Association pour l'Étude de la Paléontologie et de la stratigraphie houillères. Bruxelles, 1955, 379 pages et planches.
- 11360 *Dubois, G., Dubois, C.* et *Glangeaud, L.* Sur le mode de formation et la composition pollinique du lignite d'Hostens (Gironde). Bordeaux, 1941, 4 pages.
- 11361 *Glangeaud, L.* Sur la constitution pétrographique de la région éruptive de l'Oued Amizour (Bougie), Algérie. Paris, Grenoble, 1925, 3 pages.

- 11362 *Glangeaud, L.* Congrès de la Recherche scientifique dans les territoires d'Outre-Mer. Paris, 1937, 4 pages.
- 11363 *Glangeaud, L.* Rôle de la suspension tourbillonnaire et du roulement sur le fond dans la formation des sédiments actuels de l'estuaire girondin entre Bordeaux et la Pointe de Grave. Paris, 1939, 3 pages.
- 11364 *Glangeaud, L.* Sur la découverte d'un gisement stampien à *Anthracotherium* dans les argiles à lignite de Nasiet (Landes). Bordeaux, 1939, 7 pages.
- 11365 *Glangeaud, L.* Phénomènes hydrodynamiques du ressac, leur rôle dans le transport et le triage des galets (observations et mesures). Paris, 1941, 3 pages.
- 11366 *Glangeaud, L.* Évolution morphologique et dynamique des estuaires. Ligugé (Vienne), 1941, 8 pages.
- 11367 *Glangeaud, L.* Étude statistique de l'action du bioclimat sur les caractères chimicominaéralogiques des sols de la Côte d'Ivoire. (Rapport silice-alumine.) Paris, 1942, 3 pages.
- 11368 *Glangeaud, L.* Gravimétrie, tectonique fine et structure profonde de la bordure externe du Jura. Paris, 1943, 3 pages.
- 11369 *Glangeaud, L.* Action de la pression sur la vitesse de diffusion dans la pétrogénèse profonde. Paris, 1946, 3 pages.
- 11370 *Glangeaud, L.* Hydrogéologie et hygiène des eaux potables du territoire de Belfort. Paris, 1952, 14 pages et 4 figures.
- 11371 *Glangeaud, L.* Sur la structure des régions de Tablat et Laperrine (Algérie). Paris, 1953, 3 pages.
- 11372 *Glangeaud, L.* Les volcans sous-marins infra- et supra-critiques de Cap-Djinet (Algérie). Paris, 1954, 3 pages.
- 11373 *Glangeaud, L.* Activities and Trends in French Geology between 1948 and 1954. New York, 1954, 13 pages.
- 11374 *Glangeaud, L.* Classification scalaire des Sciences de la matière et de leurs méthodes. Paris, 1955, 30 pages et 5 figures.
- 11375 *Glangeaud, L.* et *Bonichon (M<sup>me</sup> Y.)*. Caractères minéralogiques et chimiques de quelques sols et limons du Soudan. Bordeaux, 1938, 10 pages.
- 11376 *Glangeaud, L.* et *Devantoy, J.* La structure de la trouée de Belfort. Paris, 1950, 3 pages et 1 figure.
- 11377 *Glangeaud, L.* et *Muraour, P.* Signification morphologique et stratigraphique des cailloutis pontiens de Bounaha (feuilles de Ménerville et Tizi-Ouzou). Paris, 1953, 3 pages.

- 11378 *Glangeaud, L. et Mathieu, J. H.* Un accident morpho-tectonique de la chaîne du Jura, La Gouttière de Salins-les-Arsures. Paris, 1944, 3 pages.
- 11379 *Glangeaud, L. et Rothe, J. P.* Causes tectonophysiques et effets morphologiques des séismes d'Orléansville et du Cheliff. Paris, 1954, 3 pages.
- 11380 *Glangeaud, L. et Souterbicaq, J.* Sur l'utilisation des courbes d'élimination de la fluorescéine pour l'étude de la circulation de l'eau dans les calcaires. Bordeaux, 1938, 8 pages et 2 figures.
- 11381 *Glangeaud, L.* Les phénomènes géophysiques et l'évolution de la Méditerranée occidentale. Paris, 1952, 21 pages.
- 11382 *Harker, A.* Petrology for students. An introduction to the study of rocks under the microscope ? 8<sup>e</sup> édition. Cambridge, 1954, 283 pages et 99 figures.
- 11383 *Loodts, J.* Le tracé d'une méridienne dans la cave du Pavillon des séismographes à l'Observatoire royal de Belgique. Bruxelles, 1955, 12 pages et 4 figures.
- 11384 *Mattauer, M.* Découverte du Moustérien aux environs de Constantine; ses répercussions morphologiques. Paris, 1953, 4 pages et 1 figure.
- 11385 *Mattauer, M.* Remarques sur la tectonique des environs de Constantine (Algérie). Paris, 1954, 2 pages.
- 11386 *Maubeuge, P. L.* Sur le Callovo-Oxfordien (« Argiles de la Woèvre ») de la Woèvre septentrionale. Paris, 1953, 3 pages.
- 11387 *Maubeuge, P. L.* Les limites du Séquanien en Lorraine centrale. Paris, 1953, 3 pages.
- 11388 *Maubeuge, P. L.* Le Kimméridgien dans l'Est du Bassin de Paris. Paris, 1955, 3 pages.
- 11389 *Maubeuge, P. L.* Sur l'Oxfordien supérieur et l'Argovien dans l'Est du Bassin de Paris. Paris, 1955, 3 pages.
- 11390 *Maubeuge, P. L.* Un nouveau cas d'observation de radiesthésie appliquée à la géologie. Nancy, 1955, 5 pages.
- 11391 *Maubeuge, P. L.* Un profil géologique dans le Lias inférieur Messin. Nancy, 1955, 7 pages.
- 11392 *Maubeuge, P. L.* Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris (2 tomes), in-4<sup>o</sup>. Nancy, 1955, 1082 pages et 58 planches.
- 11393 *Theobald, N.* Alluvions anciennes et séries loessiques des environs de Griesheim (Bas-Rhin). Paris, 1955, 3 pages.
- 11394 *Theobald, N.* Comparaison entre les dépôts pliocènes et quaternaires de Lorraine et de la plaine d'Alsace. Rome, 1956, 6 pages.

- 11395 *Theobald, N.* Les alluvions anciennes au Sud de la Bruche et aux environs d'Obernai (Bas-Rhin). Strasbourg, 1955, 23 pages et 6 figures.
- 11396 *Van der Straeten.* Triangulation du Katanga. Tronçons XIII à XVII de la triangulation fondamentale du nivellement trigonométrique général. Bruxelles, 1955, 277 pages et figures.
- 10715 *Comité Spécial du Katanga.* Rapports et Bilans de l'exercice 1954. Bruxelles, 1955, 185 pages et figures.
- 10087 *Institut Danois des Échanges Internationaux de Publications Scientifiques et Littéraires.* Dania Polyglotta. Dixième année, 1954. Copenhague, 1955, 181 pages.

### Divers :

Nous avons reçu de notre collègue M. J. JEDWAB la lettre suivante :

MONSIEUR LE SECRÉTAIRE GÉNÉRAL,

A l'occasion de l'établissement de relations d'échange avec divers organismes s'intéressant à la géochimie, le Centre de Géochimie Appliquée de l'U.L.B. a reçu des séries de tirés à part provenant des laboratoires soviétiques suivants :

Laboratoire de biogéochimie et chimie analytique Vernadsky;  
Laboratoire de minéralogie et de géochimie des éléments rares;  
Musée de Minéralogie de l'Académie des Sciences.

Ces envois n'auraient qu'un intérêt limité à notre spécialité, s'ils n'avaient été accompagnés de lettres manifestant un désir assez net d'établir et d'entretenir des relations scientifiques avec les chercheurs étrangers.

Je pense que ces faits méritent notre attention et je tenais à les porter à votre connaissance et à celle des membres de notre Société.

Je vous prie d'agréer, Monsieur le Secrétaire général, l'expression de mes sentiments choisis.

(s) J. JEDWAB.

### Communications des membres :

J. JEDWAB. — *Caractérisation spectrochimique des granites.*  
I. *Granite à deux micas de La Villeder et de Guéhenno (Morbihan, France)* . (Projections lumineuses.) (Texte ci-après.)

L. VAN WAMBEKE. — *La minéralisation des tonalites de la Helle et de Lammersdorf.* (Texte ci-après.)

CH. STEVENS. — *La tectonique récente de la vallée de la Haine.* (Texte ci-après.)

P. PIÉRART. — *Quelques mégaspores contenues dans les charbons stéphanien des bassins de Blanzay et de Decazeville.* (Texte ci-après.)

F. KAISIN, JR. — *Pyrites éluvionnaires de Bunwa (Congo belge).* (Texte ci-après.)

P. MAUBEUGE et R. LAMBERT. — *Sur quelques ammonites aaléniennes d'Argentine.* (Texte ci-après.)

### **Caractérisation spectrochimique des granites.**

#### **I. Granites à deux micas de Guéhenno et de La Villeder (Morbihan-France),**

par J. JEDWAB.

Il pourrait sembler quelque peu paradoxal de se demander à l'heure actuelle pourquoi l'on ne dose normalement que douze éléments chimiques dans les roches, et précisément ceux-là mêmes qui sont les plus abondants dans l'écorce terrestre. On connaît évidemment très bien l'ensemble de circonstances historiques, techniques et économiques qui déterminent ce choix des éléments dosés, mais il est permis de se demander, après un demi-siècle d'analyse quantitative des roches, quels progrès fondamentaux cette dernière peut encore nous laisser espérer vers une connaissance des phénomènes granitiques (qui nous intéresseront plus particulièrement ici).

En général, le coût élevé des analyses limite strictement leur nombre et interdit les études régionales un peu détaillées. Un inconvénient qui nous semble encore plus grave est le petit nombre de variables mis en évidence par l'analyse chimique courante : les problèmes de convergence, d'âge relatif, de corrélation, de spécialisation métallogénique et de pronostic de minéralisation sont presque toujours hors de sa portée.

Une source probable de progrès serait de pouvoir disposer de données non plus sur une douzaine d'éléments, mais sur

quarante ou cinquante. Il y a de fortes raisons de penser qu'il serait alors possible de distinguer des facteurs régionaux, tectoniques ou métallogéniques déterminant la distribution des éléments présents dans les roches en quantités inférieures au pourcent. Malheureusement, cette question n'a presque pas du tout excité l'intérêt des très nombreux chercheurs qui se consacrent aux granites, et à part les déterminations des clarkes des éléments rares, les travaux sur la distribution des oligo-éléments dans les granites sont assez rares.

Nous voulons montrer sur un cas idéalement simple quel parti on peut tirer d'analyses spectrochimiques dans le problème du pronostic et de la localisation de la minéralisation dans un granite.

\*  
\*\*

Les deux petits massifs de Guéhenno et de La Villeder font partie de la chaîne de roches granitiques hercyniennes qui jalonnent l'axe tectonique de la Cornouaille. Quoique identiques par l'âge et l'aspect macroscopique, ces deux massifs présentent des différences fondamentales pour le sujet qui nous intéresse ici : dans le massif de La Villeder se rencontrent de nombreux filons de quartz dont certains à cassitérite-mispickel-apatite <sup>(1)</sup> et des pegmatites à muscovite, alors que le massif de Guéhenno ne contient pratiquement pas de filon de quartz, mais de nombreuses pegmatites communes à tourmaline noire.

Nous nous sommes demandé s'il n'existait pas une différence de composition et de concentration des oligo-éléments entre les granites des deux massifs. Pour répondre à cette question, nous avons récolté 41 échantillons de granite frais (chaque échantillon étant constitué de 5-6 fragments de 30 g environ, prélevés à différents points d'un même affleurement dans un rayon de 3-5 m). De chaque échantillon broyé à la presse, 100 à 200 mg des trois minéraux principaux ont été séparés sous la loupe : muscovite, biotite et feldspaths (non différenciés). Ces minéraux écrasés entre tas de verre, revérifiés pour leur pureté, broyés au mortier d'agate, ont enfin été analysés par

---

<sup>(1)</sup> Des exploitations abandonnées à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle ont été menées à La Villeder et à Maupas (extrémité nord-est du massif de La Villeder). Les filons au Nord-Ouest de Sérent contiendraient de la cassitérite, mais qui n'a pas été retrouvée depuis 1880 (R. TRONQUOY, Contribution à l'étude des gîtes d'étain, Paris, 1912).

spectrographie optique d'émission pour Li (dans les feldspaths) et pour Sn (dans les trois espèces minérales). La méthode utilisée, semi-quantitative, consiste en une combinaison de celles de MANNKOPF-PEETERS et de HARVEY.

Le tableau ci-dessous montre quelles sont les concentrations moyennes des deux éléments dosés dans les minéraux des deux massifs. (Les chiffres entre parenthèses correspondent aux concentrations pour un échantillon de granite de Guéhenno près duquel on observe un développement intense de pegmatite à tourmaline noire.)

**Concentrations extrêmes et moyennes en Li et Sn  
dans les minéraux des granites de Guéhenno et de La Villelder.**

		Guéhenno	La Villelder
Li dans les feldspaths	Nombre de minéraux	11	30
	Concentrations extrêmes (en ppm)	0-100	0-450
	Moyenne arithmétique (en ppm)	36	141
Sn dans les biotites	Nombre de minéraux	10	25
	Concentrations extrêmes (en ppm)	50-85-(165)	32-165
	Moyenne arithmétique (en ppm)	67 (77)	110
Sn dans les muscovites	Nombre de minéraux	9	23
	Concentrations extrêmes (en ppm)	10-130-(245)	60-400
	Moyenne arithmétique (en ppm)	71 (90)	120

On peut voir d'après ce tableau qu'il existe effectivement des différences dans les concentrations moyennes en Li et Sn des minéraux provenant des deux granites et que ces différences sont assez sensibles, même si l'on tient compte des chiffres aberrants.

Les figures 1 à 4 montrent la répartition spatiale des concentrations sur une carte géologique schématique.

Les conclusions que l'on peut tirer au stade actuel des recherches sont encourageantes :

1. Sn n'est jamais nul dans les micas. (Des observations très récentes nous font penser que ce serait peut-être là une caracté-

téristique des granites hercyniens, même de ceux qui ne sont pas stannifères, comme dans la Forêt-Noire.)

2. La différence entre les deux granites est plus marquée dans les concentrations en Sn des biotites que dans celles des muscovites.

3. Il n'y a pas de relation très nette entre les concentrations en Sn dans les micas et la proximité d'une minéralisation.

4. Le Li dans les feldspaths marque une très nette différence entre les deux granites. De plus, la concentration augmente à proximité des minéralisations stannifères. Près de la carrière de La Villeder, cette augmentation se manifeste à 2 km de distance.

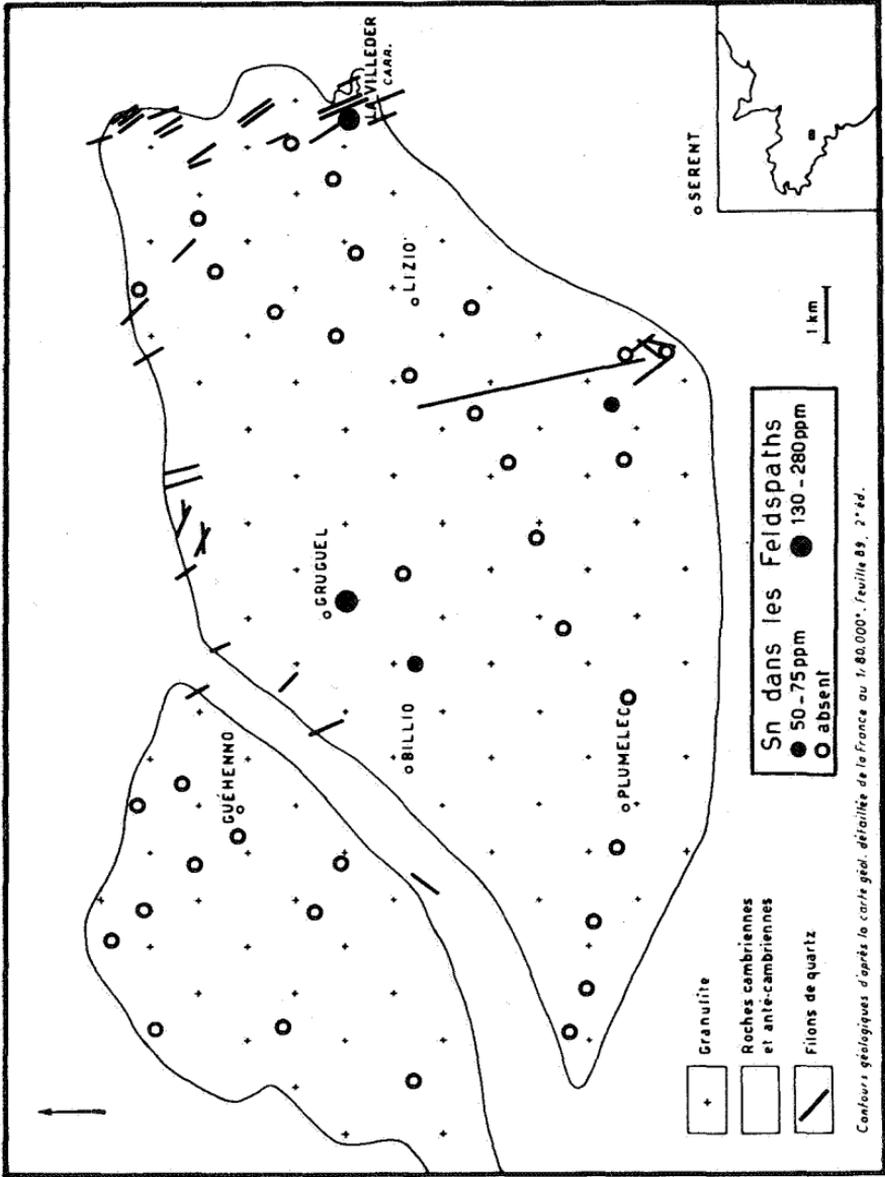
5. Dans les feldspaths, Sn montre une relation très étroite avec la proximité d'une minéralisation. Le point situé au Sud-Est de Gruguel ne présente aucun filon de quartz minéralisé connu. La localité mériterait peut-être une prospection.

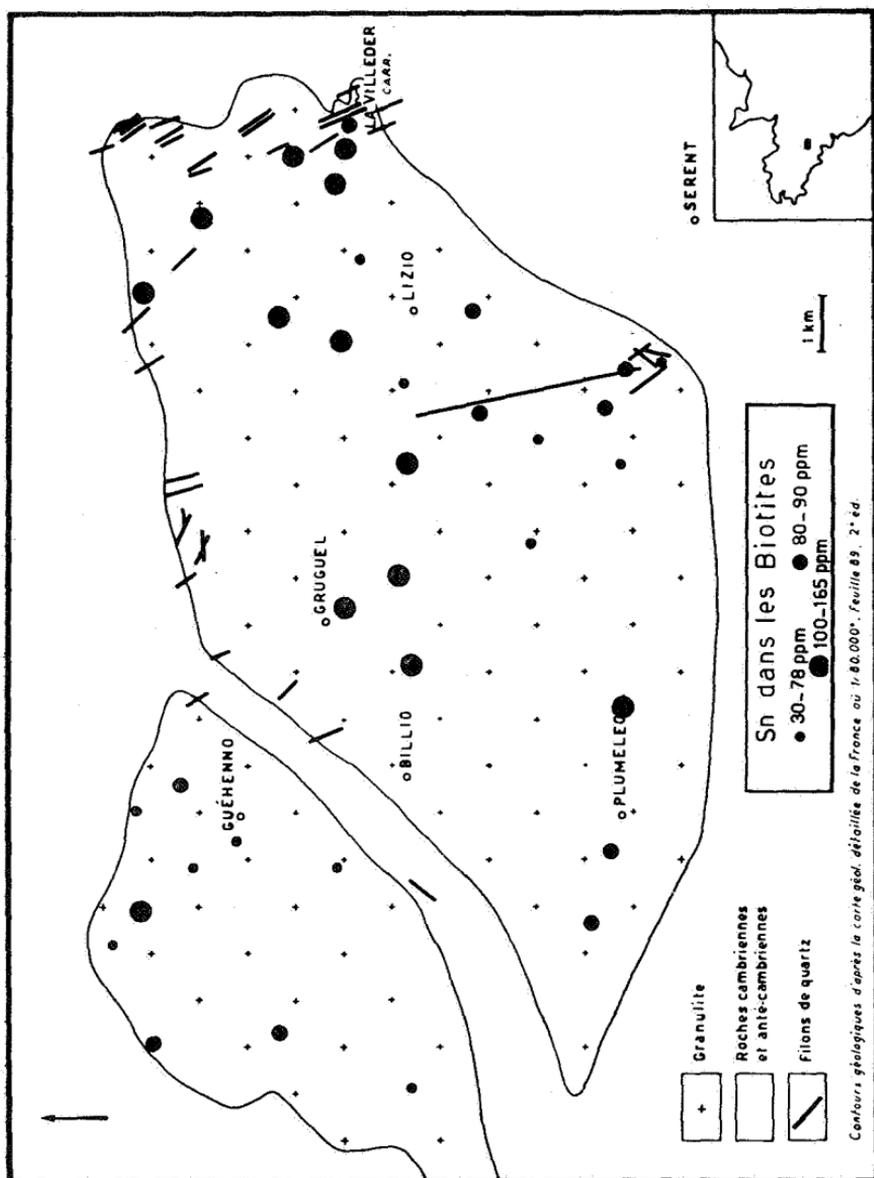
6. Toutes ces conclusions montrent l'importance de faire les analyses pour oligo-éléments sur les minéraux séparés. Il est très probable qu'une analyse du granite global ne puisse pas permettre des distinctions poussées. Par exemple, les fortes teneurs en Li systématiquement observées dans les micas auraient masqué le Li présent dans les feldspaths et significatif pour la caractérisation des deux massifs.

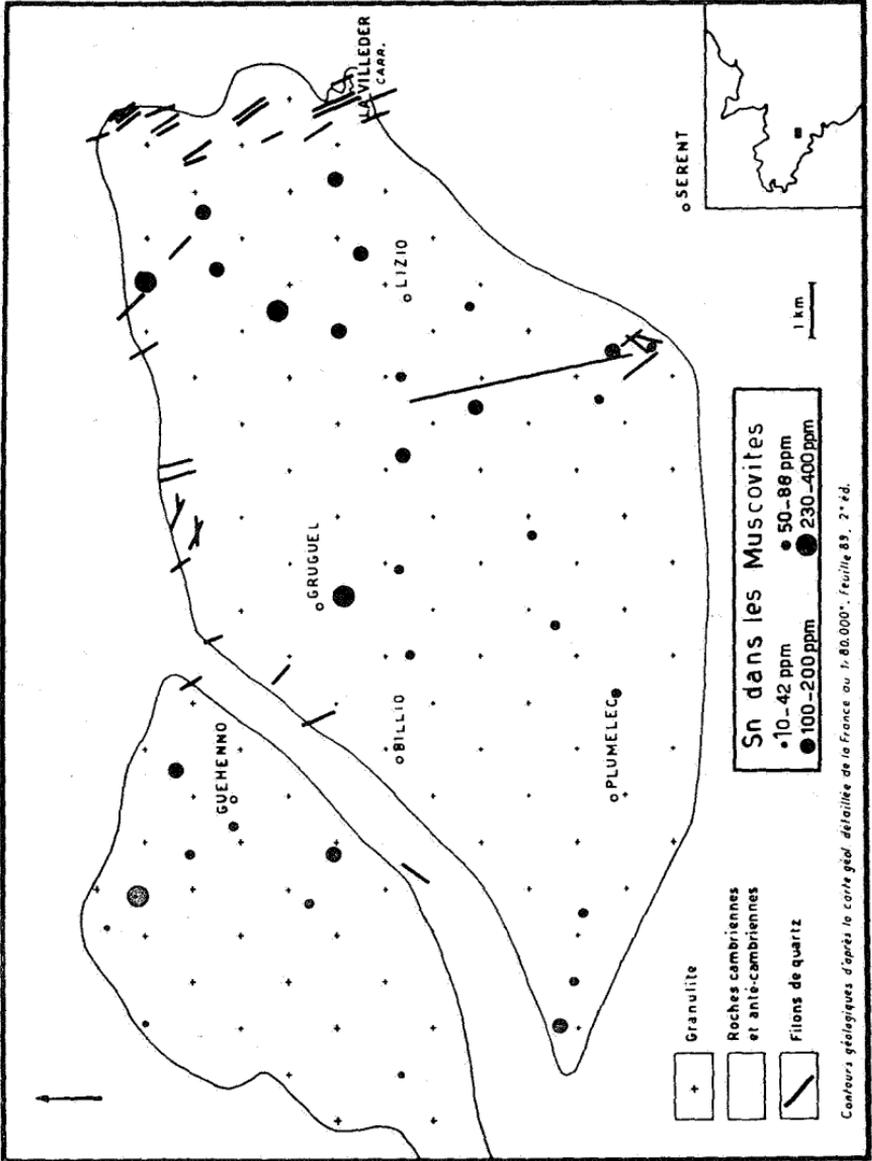
Il n'est pas encore possible de dire à quelle cause il faut attribuer la distribution des oligo-éléments, si elle est un indice prémonitoire d'une minéralisation postérieure, fixé en même temps que le granite, si elle est une conséquence de la minéralisation, ou encore si la distribution de chaque oligo-élément est à considérer comme se faisant à des moments et par des actions différents. Mais toujours est-il que les distributions effectivement observées sont intéressantes à suivre, déjà au stade actuel des recherches, pour arriver à dominer le problème si important de la localisation des minéralisations.

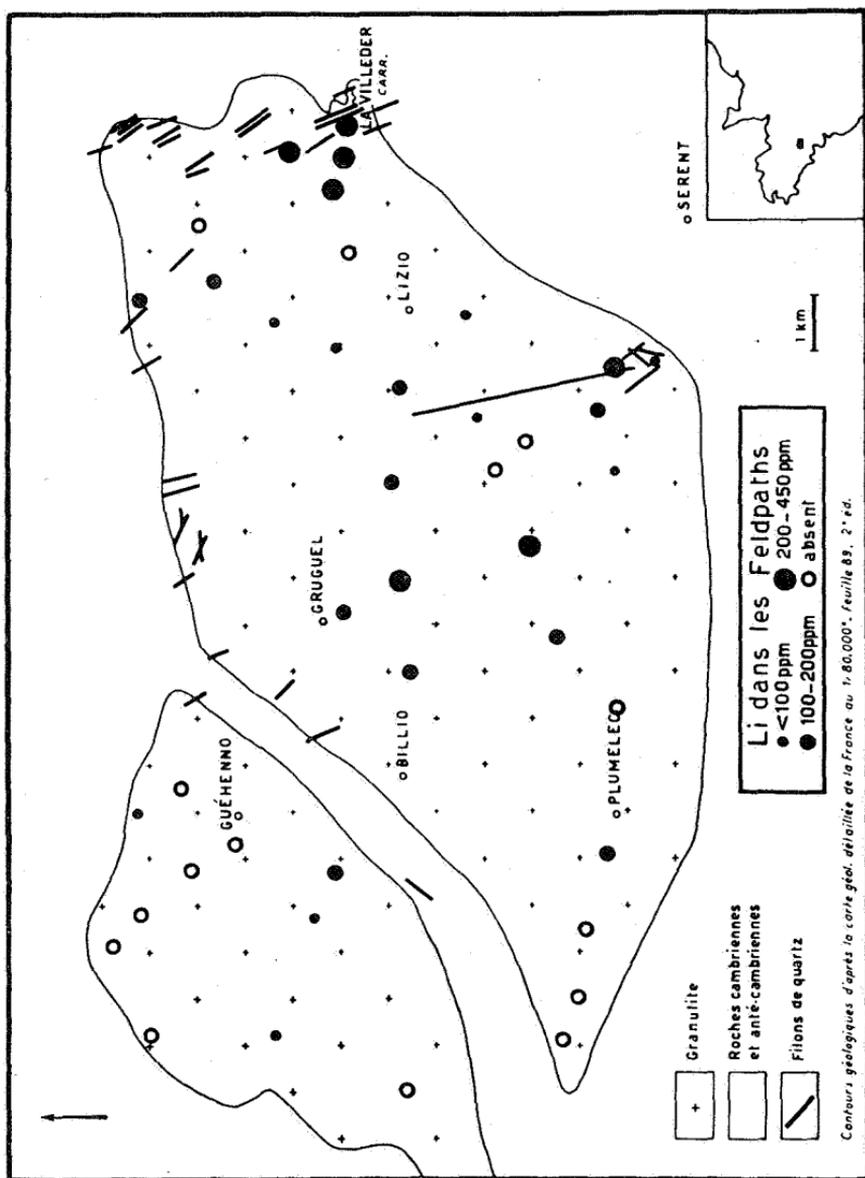
En conclusion, nous pouvons dire que l'analyse spectrochimique rapide des minéraux des granites de Guéhenno et de La Villeder permet :

de distinguer, sans autre hypothèse, deux granites très semblables mais fondamentalement différents par leur intérêt économique;









Contours géologiques d'après la carte géol. détaillée de la France au 1:80.000<sup>e</sup>, feuille 89, 2<sup>e</sup> éd.

de trouver des oligo-éléments ayant des significations différentes et assez précises;

de pronostiquer la nature de la minéralisation et sa localisation.

Par analogie avec les concentrations de Sn dans les feldspaths proches des lieux de minéralisation, on a trouvé un point présentant un certain intérêt pour des travaux de prospection futurs.

Centre de Géochimie Appliquée  
de l'Université Libre de Bruxelles.

---

**La minéralisation des tonalites de la Helle  
et de Lammersdorf  
et leurs relations avec les autres minéralisations,**

par L. VAN WAMBEKE.

**A. — LA TONALITE DE LA HELLE.**

**I. — INTRODUCTION.**

E. HOLZAPFEL [1] et M. P. RONCHESNE [2] mentionnent la présence de quelques minerais (pyrrhotine, chalcopyrite, pyrite, molybdénite) et l'existence de filonnets de quartz dans la roche de la Helle.

M. P. RONCHESNE signale également de l'épidote qui remplit de minces fissures capillaires traversant la roche. Cet auteur a également trouvé une aphte.

Nous avons déjà donné un aperçu de la minéralisation et noté la présence de scheelite [3], de tétradymite et autres composés tellurés [4].

La minéralisation paraît en étroite relation avec l'évolution magmatique de la tonalite (voir [5]). Les sulfures disséminés dans la roche ignée ou dans des filonnets sont essentiellement concentrés dans la tonalite et dans son auréole de contact.

Les minerais comprennent par ordre d'importance : la chalcoppyrite, la pyrite, la molybdénite, la pyrrotine, la blende, la scheelite, la tétradymite et d'autres minerais de bismuth, la covelline. Les dernières espèces minérales n'avaient pas été signalées à notre connaissance dans la tonalite. Il faut y ajouter également du graphite.

Les diaclasses sont quelquefois tapissées par de la malachite et des oxydes noirs de manganèse, produits d'oxydation superficielle.

## II. — LES TYPES DE FILONS.

On peut distinguer plusieurs types de filons et veinules :

- A. — Un filon de tonalite porphyrique.
- B. — Une aplite.
- C. — Des filonnets de quartz avec feldspath et apatite et des veinules de zoïsite (et épidote).
- D. — Des filonnets de quartz-albite minéralisés.
- E. — Des filons de quartz minéralisés ou non, sans direction préférentielle ou localisés dans les joints tectoniques de la roche.

### A. — Le filon de tonalite porphyrique (voir photo n° 1).

Nous avons observé un filon porphyrique de direction N 65 à 70° E dans le lit de la Helle. Le contact entre celui-ci et la tonalite est bien tranché. Sa couleur est gris verdâtre et des cristaux de plagioclases se détachent de la pâte.

### Pétrographie microscopique.

STRUCTURE. — La structure de cette roche est nettement porphyrique : phénocristaux de biotite altérée et de plagioclases dans une pâte de quartz-albite.

### CONSTITUTION MINÉRALOGIQUE :

*Minéraux essentiels* : biotite altérée, plagioclases, quartz.

*Minéraux accessoires* : zoïsite, épidote, séricite, chlorite, apatite, zircon, sulfures.

a) La biotite. — Les lames minces montrent quelques grandes lamelles de biotite altérées en hydrobiotite ou chlorite, souvent corrodées par la pâte ou les venues hydrothermales.

b) Les plagioclases. — On distingue :

- 1° Des phénocristaux (souvent saussuritisés);
- 2° Des plagioclases de taille moyenne (souvent séricitisés).
- 3° L'albite associée au quartz de la pâte.

Les feldspaths possèdent une orientation plus ou moins parallèle au contact de la tonalite et du filon de tonalite por-

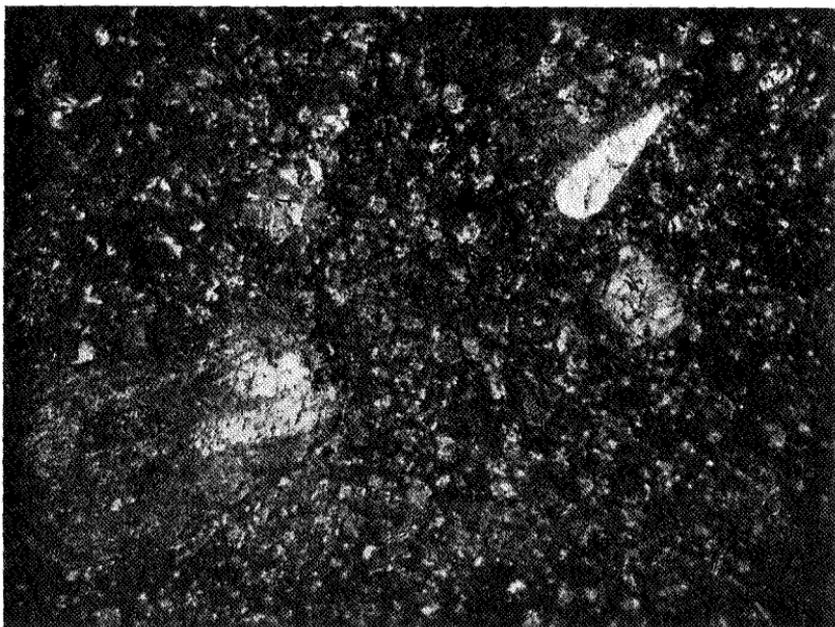


PHOTO n° 1. — Filon de tonalite porphyrique.

Phénocristaux de plagioclases silicifiés dans une pâte de quartz-albite

phyrique. D'autres fois ils semblent avoir subi l'influence de mouvements tourbillonnaires. Les cristaux de feldspath ont des arêtes vives ou des angles arrondis.

Dans beaucoup de cas, les plagioclases ont été silicifiés (quartz pseudomorphe des feldspaths), en même temps les minéraux d'altération ont disparu.

La silicification des plagioclases est parfois accompagnée de venues minéralisantes (sulfures et zoïsite hydrothermale en beaux cristaux). Cette silicification postérieure semble donc bien en relation avec la phase hydrothermale. Les mesures optiques effectuées nous indiquent que la basicité des phéno-

cristaux et des plagioclases « moyens » est identique et correspond à 37-38 % d'anorthite.

c) La pâte. — La pâte est constituée par un enchevêtrement de microlites d'albite et de quartz. L'albite est rarement maclée. La séricite est abondante dans toute la roche. L'apatite et le zircon<sup>II</sup> sont fréquents dans la pâte.



PHOTO n° 2. — Pyrite<sup>II</sup> (deuxième génération) avec une inclusion de pyrrhotine (P), sulfure de la première génération.

d) La minéralisation. — Des filonnets de quartz minéralisés recourent la tonalite et le filon de tonalite porphyrique.

Le quartz<sup>II</sup> et l'albite se développent aux détriments des plagioclases dont les contours sont fréquemment corrodés par les venues hydrothermales. Les pseudomorphoses d'albite et de quartz<sup>II</sup> aux dépens des feldspaths sont fréquentes.

Deux venues hydrothermales successives rendent la minéralisation assez complexe :

1° Venue de pyrrhotine, chalcopyrite, pyrite<sup>I</sup> (foncée), blende avec zoïsite hydrothermale en abondance.

La zoïsite remplace les feldspaths et nous avons pu observer de la séricite provenant de l'altération des plagioclases, en inclusion dans la zoïsite.

Ce fait semble indiquer que les phénomènes de saussurisation sont antérieurs à la formation de la zoïsite et des sulfures.

2° Venue de molybdénite et de pyrite (claire) avec séricitisation partielle qui affecte surtout la biotite altérée. La pyrite claire se substitue à la pyrite foncée. Elle renferme aussi des inclusions de pyrrhotine, chalcopyrite, blende : tous sulfures de la première génération hydrothermale (voir photo n° 2).

Les minerais sont surtout concentrés au voisinage du contact de la tonalite et du filon de tonalite porphyrique. Plus rarement ils pénètrent en veinules ou sont disséminés dans le filon « porphyrique ». Dans ce dernier, les sulfures, pyrites et chalcopyrite sont associés à du quartz, de la zoïsite, de l'épidote verte et de la séricite.

Un échantillon du filon porphyrique contient de la scheelite en petits cristaux. Le filon est une micro-tonalite.

#### B. — L'aplite.

Nous n'avons pas trouvé d'aplite au cours de nos levés; toutefois M. P. RONCHESNE a bien voulu nous en prêter un échantillon et la lame mince correspondante. Cette apélite est une roche grisâtre, à grains très fins.

#### Description microscopique.

1. STRUCTURE. — La structure est nettement aplitique.

2. CONSTITUTION MINÉRALOGIQUE :

*Minéraux essentiels* : quartz, plagioclases.

*Minéraux accessoires* : chlorite, zircon<sup>II</sup>, épidote, séricite, pyrite.

a) L'association plagioclase-quartz. — La roche est essentiellement formée par une association de cristaux de plagioclases et de plages xénomorphes de quartz.

Les plagioclases sont maclés polysynthétiquement, mais les macles sont discontinues dans bon nombre de cas et se terminent en biseau.

La basicité est de l'ordre de 37 % en anorthite.

b) Les autres minéraux. — La chlorite, verdâtre, quasi isotrope est formée de lamelles hexagonales et de fibres. L'épidote en cristaux ou grains est surtout concentrée dans la chlorite.

La séricite qui accompagne la pyrite a partiellement décoloré la chlorite (séricitisation).

De petits cristaux de zircon<sup>II</sup> sont disséminés dans toute la roche.

### C. — Les veinules d'apatite hydrothermale et de zoïsite.

Les cornéennes qui forment le toit d'un petit sill de tonalite sont traversées par de minces *veinules d'apatite hydrothermale* associée à du quartz et à un peu de feldspaths du type oligoclase à 30 % d'anorthite. Ces filonnets se sont mis en place par métasomatose partielle des micas de la roche et parfois même de l'andalousite.

Une autre cornéenne est recoupée par un *filonnet de quartz-albite* avec chlorite au centre et séricite bien développée aux épontes.

La tonalite est parfois traversée par *des veinules blanchâtres de zoïsite* accompagnée accessoirement d'épidote et de séricite.

### D. — Les filonnets de quartz-albite minéralisés.

#### 1. Description microscopique.

Les filonnets de quartz-albite minéralisés sont uniquement concentrés dans la roche ignée où ils se ramifient. Leur puissance ne dépasse pas quelques centimètres. Ils sont antérieurs au développement des joints de la roche et ne se rencontrent en aucun cas dans ceux-ci.

Par disparition de l'albite, ils passent insensiblement aux filons de quartz, minéralisés ou non, qui sont les dernières manifestations hydrothermales de la tonalite de la Helle. La mise en place des filonnets de quartz-albite s'est faite à une température encore fort élevée comme l'atteste d'ailleurs non seulement la paragégnèse où nous trouvons une association minérale de haute température mais encore les nombreux phénomènes de substitution comparables à ceux qui se passent dans les pegmatites.

Comme la tonalite est intrusive dans l'épizone, cette phase hydrothermale n'a pu évoluer dans les roches encaissantes beaucoup trop froides et s'est uniquement limitée à la roche

ignée encore chaude ce qui, d'ailleurs, a favorisé les processus de métasomatose. Ces derniers se sont développés non seulement autour des filonnets de quartz-albite mais se sont étendus à toute la roche ignée même dans les zones où les veinules paraissent absentes.

Ces processus de remplacement amènent une silicification et une albitisation de la tonalite par des apports de  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}$

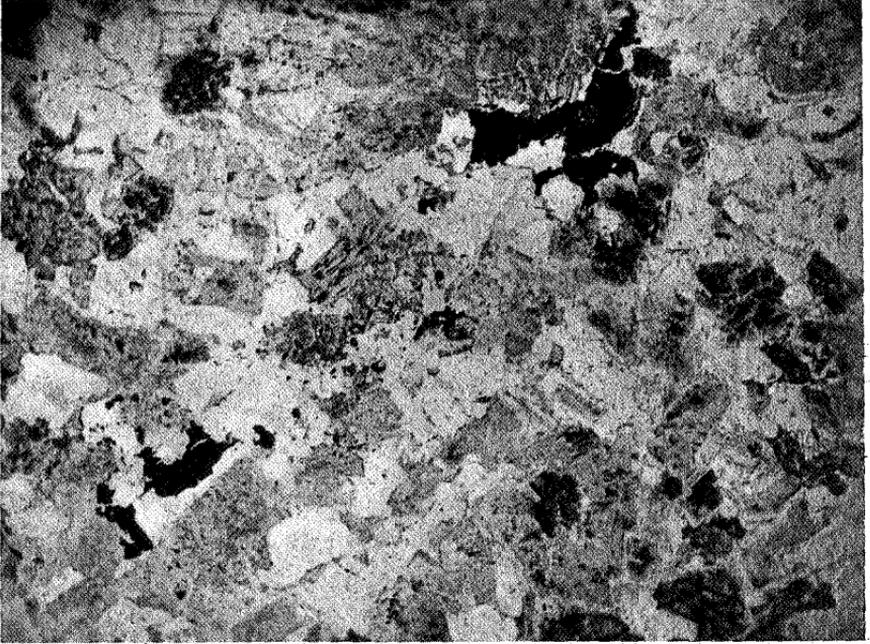


PHOTO n° 3. — Filonnet de quartz-albite minéralisé en pyrrhotine, chalcopyrite et zoïsite recoupant la tonalite.

avec libération de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}$  remis en mouvement et qui recristalliseront plus tard sous forme de zoïsite, d'épidote, de séricite.

En conséquence, les paramètres magmatiques de la roche ignée subissent une certaine « altération » comme l'ont souligné M. E. DENAEYER et M. G. MORTELMANS [6]. Nous avons déjà attiré auparavant l'attention sur les développements des processus « pegmatito-pneumatolitiques » et hydrothermaux au sein des granites et diorites [7]. Ils ont une grande importance tant au point de vue pétrographique qu'économique et semblent du reste avoir échappé à la plupart des pétrographes.

Les filonnets de quartz-albite métasomatiques sont sans relation avec les fractures de la roche ignée, ce qui explique d'ailleurs leur allure si irrégulière. La saussuritisation des plagioclases et l'altération de la biotite sont antérieures ou contemporaines de cette première venue hydrothermale.

La phase minéralisante postérieure amène le dépôt de la zoïsite et des sulfures (plus rarement clinozoïsite ou épidote).

Elle constitue la première venue sulfurée caractérisée par une association *chalcopyrite, pyrrhotine-pyrite<sup>I</sup> (foncée), blende, zoïsite* à laquelle s'ajoute parfois de la *scheelite*. Ce type de minéralisation est disséminé sous forme d'imprégnations dans toute la tonalite ou dans les filonnets de quartz-albite qui la sillonnent (voir photo n° 3).

Les minerais et la zoïsite suivent de préférence les zones quartz<sup>II</sup> et albite métasomatiques et se sont mis en place par remplacement des minéraux antérieurs. Ils ont une préférence marquée pour les micas et dans ce cas la zoïsite hydrothermale se transforme en épidote par absorption de fer.

De minces veinules de quartz minéralisé se détachent des filonnets et recourent les constituants de la roche.

Notons aussi qu'à côté des minéraux du groupe zoïsite-épidote, les filonnets contiennent parfois de la chlorite vermiculaire provenant de la transformation de la biotite chloritisée lors du passage des solutions hydrothermales.

La pyrite<sup>II</sup>, la molybdénite et la séricite, qui apparaissent lors de la seconde génération hydrothermale, se superposent parfois au premier type de minéralisation dans les filonnets de quartz-albite.

La séricite se substitue à la chlorite qui est décolorée.

Les filonnets de quartz-albite montrent parfois une structure zonaire, une zone centrale quartzeuse avec un peu d'albite et une zone externe où l'albite prédomine.

La distribution latérale des minerais dans la roche varie suivant qu'ils appartiennent à la première génération ou à la seconde. Dans le premier type ils occupent non seulement les filonnets mais imprègnent toute la roche. Dans le second ils ne s'écartent guère des veinules ou de leur voisinage immédiat.

Ainsi la molybdénite est le plus souvent concentrée dans la partie quartzeuse du filonnet en contact avec la bordure albique. La pyrite<sup>II</sup> a une répartition un peu plus large.

## 2. Les relations des minerais dans les filonnets de quartz-albite.

Nos études en sections polies permettent de conclure que les minerais de la première génération sont à peu près contemporains (sauf pour une partie de la blende).

En effet, la chalcopyrite et la pyrrhotine présentent des contours mutuels. On trouve de plus des inclusions du minéral

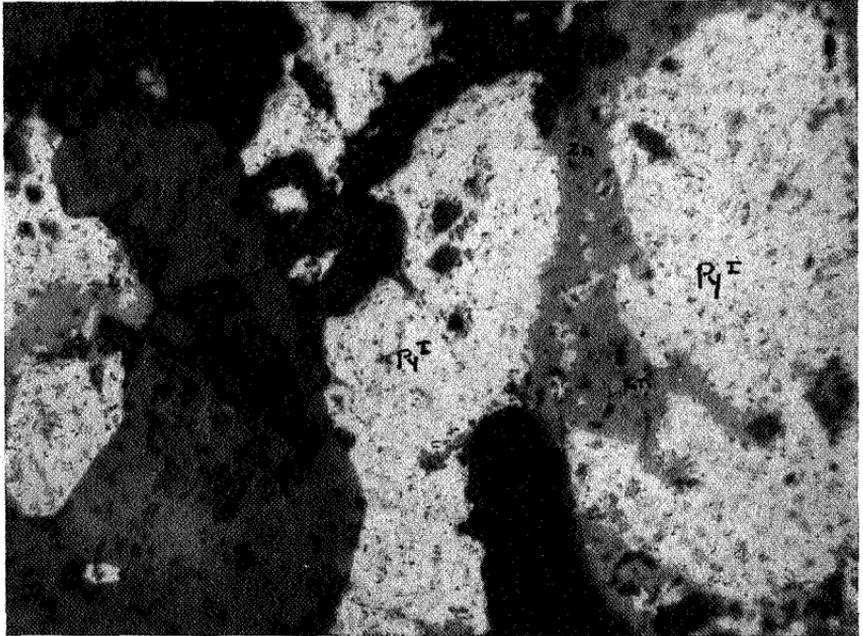


PHOTO n° 4. — Relations entre les sulfures de la première génération.  
Filonnet de blende remplaçant la pyrite<sup>I</sup>.

cuprifère dans la pyrrhotine et inversement. La blende se rencontre en inclusions arrondies dans la chalcopyrite et même dans la pyrrhotine.

D'après P. RAMDOHR [8], les inclusions de blende dans la chalcopyrite sont orientées, souvent en forme d'étoiles. Cependant A. B. EDWARDS [9] mentionne aussi, à côté des étoiles, des inclusions arrondies et même des structures micrographiques.

La température de formation de ce type de démixion apparaît vers 550° C (H. BORCHERT [10]). La blende, d'autre part, se substitue également à la chalcopyrite et à la pyrite<sup>I</sup> (photo n° 4).

De la pyrite secondaire se forme aux dépens de la pyrrhotine et produit une texture en œil d'oiseau (bird's eye texture) (voir photo n° 4).

Le développement de ce genre de texture se fait localement le long de très minces fissures visibles seulement à l'immersion (grossissement 1.000 ×).

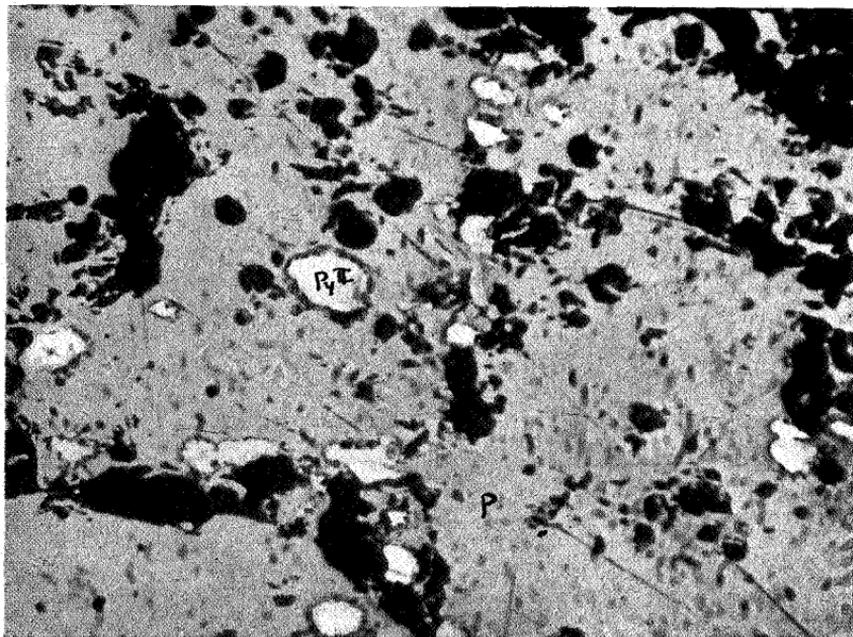


PHOTO n° 5. — **Texture en œil d'oiseau.**  
Pyrite de la seconde génération hydrothermale  
remplaçant la pyrrhotine (P).

Les « yeux » finissent par se réunir tout en laissant entre eux une mince lamelle de pyrrhotine en voie de résorption.

Ce type d'altération semble n'apparaître qu'en présence de pyrite<sup>II</sup>, qui se substitue d'ailleurs à la pyrrhotine.

Vu les ressemblances de la pyrite secondaire et de la pyrite<sup>II</sup>, il est vraisemblable que l'altération de la pyrrhotine ait une origine hydrothermale et corresponde aux venues pyriteuses de la deuxième génération.

La pyrite<sup>II</sup> et la molybdénite constituent la deuxième génération et remplacent les minéraux de la première phase hydrothermale.

Les exemples de substitution de la pyrrhotine par la pyrite<sup>II</sup> sont nombreux. On trouve, d'autre part, des restes de chalcoppyrite, pyrrhotine et blende dans la pyrite. La pyrite<sup>II</sup> remplace aussi la pyrite<sup>I</sup>.

La distinction entre ces deux pyrites peut se faire sur des sections bien polies. La pyrite se polit plus difficilement et possède une couleur brunâtre. La pyrite<sup>II</sup> se polit facilement au contraire, sa surface est brillante et de couleur blanc légèrement jaunâtre, ses tendances idiomorphes sont mieux marquées.

La molybdénite recoupe la zoisite et la pyrrhotine. Elle remplace également ce dernier minerai ainsi que la chalcoppyrite.

La covelline peut se former aux détriments de la chalcoppyrite et de la blende.

*En résumé*, la première phase hydrothermale débute par une silicification et une albitisation de la roche ignée, suivies par des apports de sulfures. La paragenèse est représentée par une association hypothermale (500° et plus) où apparaissent de la chalcoppyrite, pyrrhotine, pyrite<sup>I</sup>, blende, scheelite, zoisite.

Postérieurement, une nouvelle phase hydrothermale amène un dépôt de pyrite<sup>II</sup>, molybdénite, séricite, qui remplacent partiellement les sulfures précédents. Toutes ces venues minéralisantes sont antérieures aux développements des systèmes de joints et ont dû arriver au moment où la roche ignée était encore assez chaude, ce qui explique l'extension des phénomènes de métasomatose.

#### E. — Les filonnets de quartz.

De nombreux filonnets de quartz sans aucune direction préférentielle ou bien concentrés dans les joints tectoniques lardent la roche de la Helle. Quelques-uns se rencontrent dans l'auréole de contact et sont minéralisés. Leur puissance peut atteindre 20 cm et plus. Les filons de remplissage des joints tectoniques ont une composition minérale variable : la chalcoppyrite, la pyrite<sup>II</sup>, la molybdénite, la blende, la scheelite et des minéraux de bismuth. Il y a absence totale de pyrrhotine et de pyrite<sup>I</sup>.

On peut distinguer trois types de filonnets :

1° Des filonnets à molybdénite-pyrite<sup>II</sup> avec ou sans chalcoppyrite et scheelite. Ce sont les plus fréquents.

2° Des filonnets à tellurures de bismuth renfermant par ordre d'importance chalcopryrite, tellurures de bismuth, blende, scheelite, pyrrhotine, pyrite (voir 4).

3° Un filon avec blende, chalcopryrite, pyrite, molybdénite, scheelite.

**1° Les filonnets de quartz à pyrite-molybdénite-chalcopryrite-scheelite.**

L'un ou l'autre minéral peut être absent dans ces filonnets.

Les sulfures sont disséminés dans le quartz ou concentrés aux épontes. De la séricite accompagne parfois cette paragenèse.

Un affleurement dans le lit de la Helle montre un filon de quartz d'épaisseur variable et de direction N 65° E qui remplit une petite faille. Il est fortement minéralisé en pyrite<sup>II</sup> et molybdénite. Les sulfures sont concentrés aux épontes, la séricitisation et la silicification de la tonalite sont intenses. Des mouchetures de molybdénite se distinguent dans les fractures du quartz filonien.

La minéralisation débute par une silicification intense de la tonalite : le quartz remplace principalement les plagioclases, y compris l'albite, et le dépôt des sulfures a lieu postérieurement. La formation de la molybdénite et de la pyrite<sup>II</sup> est suivie d'une séricitisation qui affecte en ordre principal les plagioclases restants. La biotite est transformée en muscovite et les minéraux du groupe zoïsite-épidote disparaissent.

Comme les lamelles de séricite sont disposées perpendiculairement aux faces des cubes de pyrite<sup>II</sup> ou en remplissent les fractures, la séricite est postérieure à ce sulfure.

Antérieurement à cette phase hydrothermale, la roche a été minéralisée en chalcopryrite et zoïsite.

Lors de la séricitisation, la zoïsite est fort altérée et tend à disparaître, tandis que les lamelles de séricite recourent la chalcopryrite.

Les études en sections polies font ressortir que la pyrite<sup>I</sup> est postérieure à la blende et à la chalcopryrite, parfois altérée en covelline.

Après sa mise en place, le filon a encore subi des poussées violentes qui se sont traduites par des stries de glissement, par un broyage de la pyrite et par des plagioclases déformés.

2° Les filonnets de quartz à chalcopryrite et tellurures de bismuth.

Ils ont été décrits antérieurement [4].

3° Le filon de quartz avec blende-pyrite<sup>I</sup>-chalcopryrite-molybdénite-scheelite.

Un affleurement de la vallée du Spohrbach possède un filon de 20 cm de puissance où l'association minérale est assez complexe, le sulfure principal étant représenté par la blende.

La blende en plages brun assez foncé renferme de nombreuses petites inclusions de chalcopryrite.

Cette texture d'ex-solution typique se forme vers 350-400° (voir M. BUERGER [12]).

La blende est postérieure à la pyrite mais peut être parfois aussi antérieure (inclusion de blende dans une pyrite<sup>II</sup>).

La formation de sa blende dans ce filon correspond certainement à une des plus basses températures notées dans la paragenèse de la tonalite de la Helle.

### III. — LA RÉPARTITION DES MINÉRAIS DANS LA ROCHE DE LA HELLE.

Les textures d'ex-solution de la blende dans la chalcopryrite indiquent que la formation des filonnets de quartz-albite minéralisés s'est effectuée à une température élevée voisine de 500° C. Il en est de même pour les filonnets de quartz à tellurures qui lardent les quartzites de contact.

La pyrrhotine et la pyrite sont les sulfures caractéristiques de la première génération hydrothermale antérieure au développement des joints. L'association minérale comprend de la pyrrhotine, de la pyrite<sup>I</sup>, de la chalcopryrite, de la blende, de la scheelite dans une gangue de quartz-albite avec un peu de zoïsite. Des sulfures de cristallisation postérieure s'y rencontrent déjà, notamment la molybdénite et la pyrite<sup>II</sup>.

La seconde génération, composée de molybdénite, pyrite<sup>II</sup>, chalcopryrite, scheelite et parfois de blende dans une gangue quartzreuse occupe les joints de la tonalite ou forme des filonnets irréguliers.

La température de formation pour des filons de quartz s'échelonne entre 500 et 350° C (inclusions de chalcopryrite dans la blende).

Les études spectrographiques ont montré la présence de traces d'Sn dans les concentrés de micas, de sulfures et de molybdénite. L'Ag est présent dans les mêmes types de concentrés mais toujours en traces infimes. En outre un concentré de molybdénite renferme des traces de Pb et In. Une analyse pour or et argent dans un concentré de sulfures n'a donné aucun résultat, tout comme les pannages effectués sur le terrain. La présence d'Sn dans les concentrés de sulfures semble liée à la minéralisation. Nous avons d'ailleurs observé en lames minces un minéral qui pourrait correspondre par ses caractères optiques à la cassitérite (filonnet de molybdénite-pyrite - séricite).

Il nous paraît utile de donner un aperçu de la répartition des différents minerais.

#### 1° La pyrrhotine.

La pyrrhotine souvent associée à la chalcopyrite et parfois à la blende, se rencontre dans les veinules de quartz-albite et en imprégnations dans la tonalite où les minéraux du groupe épidote-zoïsite l'accompagnent. La pyrrhotine se trouve très rarement dans les filonnets de quartz et nous ne l'avons observée que dans ceux à tellurures, de haute température.

#### 2° La pyrite<sup>I</sup>.

Sa répartition est identique à celle de la pyrrhotine.

#### 3° La chalcopyrite.

La répartition de la chalcopyrite est très large dans la tonalite. Elle est présente dans les filonnets de quartz-albite et en dissémination dans la roche ignée. Dans cette première génération, elle est accompagnée par des minéraux du groupe zoïsite-épidote et est associée à la blende. Postérieurement on la retrouve, mais en quantité moindre, dans les filonnets de quartz avec la molybdénite et la pyrite<sup>II</sup>. Dans les filons de plus basse température, on l'observe en nombreuses inclusions dans la blende (texture d'ex-solution).

#### 4° La blende.

Sa répartition est identique à celle de la chalcopyrite à laquelle elle est très souvent associée.

**5° La molybdénite.**

La molybdénite tout comme la pyrite a une répartition assez large. Dans la première phase hydrothermale, elle remplace la chalcopryrite et la pyrrhotine. Elle est surtout fréquente dans les filonnets de quartz postérieurs qui occupent les joints de la roche. Parfois la minéralisation molybdénite-pyrite<sup>II</sup> s'accompagne d'une séricitisation et d'une silicification intenses des épontes.

**6° La pyrite<sup>II</sup>.**

Sa répartition correspond à celle de la molybdénite. Elle contient parfois des inclusions de sulfures antérieurs : la chalcopryrite, la blende, la pyrrhotine, et remplace la pyrite<sup>I</sup>.

**7° La tétradymite.**

Nous n'avons observé la tétradymite que dans les filonnets recoupant les quartzites de contact. Elle est accompagnée par de la chalcopryrite, de la scheelite, de la blende et par trois autres minerais indéterminés.

Elle est postérieure à la formation de la pyrrhotine et à une partie de la blende.

Elle forme une association myrmékitique remarquable avec la chalcopryrite et un autre minéral (goldfieldite ?) [voir 4].

**8° La scheelite [voir 3].**

La scheelite se présente en petites tablettes dans quelques rares géodes ou en grains dans le quartz filonien. Sa répartition est très sporadique et la scheelite est souvent associée à la chalcopryrite.

Elle accompagne le premier type de minéralisation hydrothermale et s'observe non seulement dans les filonnets de quartz-albite mais également en dissémination dans la tonalite. Elle se rencontre aussi dans les filonnets à (sulfo) tellures de bismuth.

Nous l'avons reconnue dans les filons de quartz postérieurs qui renferment de la chalcopryrite et de la blende. Plus rarement elle est associée à la minéralisation molybdénite, pyrite<sup>II</sup>. La fluorescence de la scheelite de la Helle varie du bleu au bleu blanc. Cette dernière teinte indique la présence probable de molybdène sous forme d'impuretés (M. R. GREENWOOD [11]).

Notons également l'association de la scheelite et de la molybdénite dans un grand nombre de gisements (E. GRIP [14]).

## 9° La covelline.

La covelline est très rare. Elle se forme aux dépens de la chalcopyrrite et de la blende.

Le tableau ci-dessous donne la séquence des différents minéraux en relation avec l'évolution hydrothermale de la tonalite.

## SEQUENCE DES MINERAIS

MINÉRAUX	NAISSANCE DES JOINTS	
	FILONNETS DE QUARTZ-ALBITE 550 c	FILONNETS DE QUARTZ 350 c
QUARTZ		
ALBITE		
ZOÏSITE		
PYRRHOTINE		
CHALCOPYRRITE		
BLENDE		
SCHEELITE		
PYRITE I (forcée)		
TÉTRADYMITÉ		
PYRITE II (claire)		
MOLYBDÉNITE		
SÉRICITE		

## IV. — CLASSIFICATION DE LA MINÉRALISATION.

La minéralisation disséminée de la tonalite de la Helle est à rapprocher de celle du type des « Coppers Porphyries » américains, type qui a été décrit par de nombreux auteurs (N. P. PETERSON, F. L. RANSOME, A. C. SPENCER, J. M. BOUTWELL, etc.), cependant la température de formation des minerais paraît plus élevée à la Helle.

Les gisements du district minier de Bingham (Utah) nous ont paru se rapprocher le plus de celui de la Helle. Ils ont été décrits par J. M. BOUTWELL [15] et nous croyons utile d'en faire une comparaison.

La roche-mère est une monzonite qui se présente suivant le cas sous forme de dykes, de stocks, de sills ou de laccolithes.

On y distingue trois types de gisement pour les minerais :

1<sup>o</sup> Minéralisation disséminée (pyrite, chalcopryrite, or, molybdénite (1));

2<sup>o</sup> Gisements métasomatiques surtout dans les calcaires métamorphiques de contact (pyrite, chalcopryrite, galène, blende, etc.);

3<sup>o</sup> Gisements filoniens remplissant des fractures (galène, blende, tétrahédrite, minéraux argentifères, pyrite).

Des descriptions on peut déduire que :

1. La première venue hydrothermale a donné lieu dans la monzonite à une minéralisation disséminée de chalcopryrite et pyrite qui est antérieure (comme à la Helle) au développement des joints et fractures. En même temps, se mirent en place une partie des gisements de contact métasomatique, favorisés d'ailleurs par l'existence d'horizons primitivement calcaires, facilement solubles et métasomatosés.

La minéralisation disséminée se présente de la même façon que dans la tonalite de la Helle, en petits filonnets sans direction préférentielle dans toute la monzonite. Remarquons d'ailleurs que la première venue possède une paragenèse de température assez élevée (molybdénite, pyrrhotine).

2. Développement de fractures remplies par les solutions hydrothermales postérieures avec un premier dépôt de quelques

---

(1) La molybdénite se rencontre notamment dans les veinules de quartz qui lardent la monzonite.

mouchetures de pyrite, chalcopyrite, pyrrhotine ? sur les parois, puis venues des sulfures de Pb, Zn, Ag.

Un autre fait très intéressant est certainement l'altération hydrothermale qu'a subi la roche ignée (J. M. BOUTWELL [15] et G. M. SCHWARTZ [16]).

G. M. SCHWARTZ mentionne dans son étude des processus hydrothermaux des « Coppers Porphyries » deux types d'altération pour la monzonite de Bingham, correspondant à deux roches de teinte différente :

a) Roche foncée avec altération des feldspaths en hydro-muscovite et allophane, et décomposition de l'augite, hornblende et biotite en hydrobiotite et chlorite;

b) Roche claire où la biotite et les feldspaths sont séricitisés. Il y a également silicification.

Les venues de chalcopyrite et pyrite sont liées aux deux phases. La molybdénite semble appartenir à la seconde (d'après BEEREN dans G. M. SCHWARTZ [16]).

La séricitisation et la silicification représentent le dernier stade d'altération. Notons également qu'antérieurement à ces processus d'altération, une phase à caractère « pegmatitique » (sensus FERSMAN) s'est développée et a amené un apport de quartz et orthose avec remplacement partiel des plagioclases. Comme on le voit, l'altération des « Coppers Porphyries » de Bingham a été complexe. Comme ceux-ci sont également intrusifs dans l'épizone, les venues de quartz-orthose se sont développées dans la roche ignée; il en est de même des premières phases hydrothermales où les minerais de haute température se sont localisés en dissémination dans la roche ignée ou dans son contact immédiat (gisement métasomatique dans les calcaires métamorphisés). Cette dissémination des minerais a été accompagnée par des processus d'altération très prononcés comme dans le cas de la roche de la Helle où il y a albitisation et silicification de la roche, lors de la première phase hydrothermale, silicification et séricitisation locale dans la seconde phase hydrothermale.

Le développement postérieur des fractures a favorisé la mise en place dans le district de Bingham des filons à Pb-Zn-Ag tandis que dans la mine d'Ajo (Arizona) cette dernière phase se trouve encore, en partie, à l'état disséminé dans le porphyre monzonitique.

Dans la tonalite de la Helle, les joints tectoniques ont été remplis partiellement par les dernières manifestations hydrothermales quartzéuses et les phénomènes d'altération (séricitisation et silicification de la roche éruptive) se localisent aux épontes des filons sur quelques centimètres à peine.

Un autre exemple de développement de phases métasomatiques dans les monzonites est donné par A. L. ANDERSON dans sa description des intrusions de l'Idaho [17].

Dans ces monzonites, les phénomènes de métasomatose sont plus complexes encore. La roche primaire est une diorite postérieurement monzonitisée. Les minéraux orthomagmatiques sont : les pyroxènes, l'hornblende, les plagioclases zonés. L'orthose, la biotite, le quartz sont en partie orthomagmatiques.

Les minéraux de remplacement sont la biotite, l'orthose, le quartz, tout le microcline et l'albite, plus une série de minéraux accessoires : le grenat, le zircon, l'apatite, le sphène.

Les solutions potassiques ont transformé les plagioclases et les minéraux ferro-magnésiens en orthose puis en microcline, à plus basse température.

La succession des phénomènes est la suivante :

1. Biotitisation partielle de l'hornblende et des plagioclases.
2. Orthosification.
3. Formation de microcline.
4. Albitisation.

Ces phases montrent la même succession et les mêmes phénomènes de métasomatose que les pegmatites (voir E. FERSMAN [18] et notre article sur les processus « pegmatito-pneumatolytiques » [7]).

L'introduction de feldspaths potassiques changea la texture et transforma la roche en un porphyre.

La phase hydrothermale postérieure débuta par une silicification avec chloritisation de la biotite et saussuritisation des feldspaths.

Le dernier stade de transformation fut marqué par une séricitisation et une pyritisation locales et fut suivi d'apports importants de minerais (Cu, Zn, Pb, Ag).

Comme on le voit les phénomènes « pegmatitiques » et hydrothermaux sont souvent en relation étroite avec d'importantes minéralisations.

De son côté, M. P. MICHOT [19] a fait un essai de classification naturelle des roches granitiques et a souligné l'importance du rôle de l'eau.

Les phénomènes sont d'une grande complexité et il nous paraît également que seuls les granites de catazone et mésozone profonde semblent inaltérés par des processus secondaires ou plutôt postérieurs qui peuvent se diviser en plusieurs catégories.

a) Processus « pegmatito-pneumatolytiques » (sensus FERSMAN, L. VAN WAMBEKE [7]). — Ce sont surtout l'orthosification, la muscovitisation, la tourmalinisation, l'albitisation accompagnées d'une silicification éventuelle.

b) Processus hydrothermaux. — Ces derniers apparaissent principalement dans les roches ignées de l'épizone. Ils affectent toute la masse éruptive à une époque antérieure aux développements des joints ou fractures.

Le type de processus d'altération dépend de la composition minéralogique de la roche et de la nature des solutions hydrothermales résiduelles. Les phénomènes de métasomatose y sont importants et amènent une altération profonde de la composition chimique de la roche. Ils sont souvent en relation avec l'évolution géochimique de la roche ignée.

Plus tard, les solutions hydrothermales se localisent dans les joints et les fractures et leur action métasomatique se trouve de ce fait, en général, fortement restreinte.

Les principaux types d'altération hydrothermale sont : la saussuritisation, la chloritisation, la silicification, la kaolinisation, la séricitisation, la propylitisation, la carbonatation, l'épidotisation. L'albitisation n'est pas à exclure (filonnets de quartz-albite).

#### B. — LA MINÉRALISATION DE LA TONALITE DE LAMMERSDORF.

Comparativement à la tonalite de la Helle, celle de Lammersdorf possède une minéralisation peu importante. La teneur moyenne en minéraux lourds pour la tonalite de la Helle atteint 0,47 % contre 0,1 % pour la roche de Lammersdorf. En dehors des sulfures, les autres éléments (zircon, apatite) sont négligeables (séparation au bromoforme puis au bromure d'acétylène).

Pour autant que l'on ait des renseignements sur la roche de Lammersdorf, les filonnets de quartz y semblent moins fréquents.

Les auteurs précédents, VON LASAULX et P. RONCHESNE, n'avaient trouvé que de la pyrite. Le dernier auteur mentionne des traces de cuivre. En plus de la pyrite, nous avons trouvé de la chalcopryrite, de la blende et de la pyrrhotine ainsi qu'un peu de graphite.

Le type de minéralisation hydrothermale le plus fréquent de la roche de Lammersdorf est *une minéralisation disséminée pyrite-séricite*, comparable au deuxième type à pyrite<sup>II</sup>, molybdénite, séricite de la roche de la Helle. Au cours de nos recherches, nous n'avons pas trouvé de molybdénite. Le premier type de minéralisation avec chalcopryrite-blende-pyrrhotine-pyrite-zoïsite y est aussi représenté mais semble plus rare que dans la roche de la Helle où il constitue le type prédominant.

#### 1° La minéralisation chalcopryrite-blende-pyrrhotine-zoïsite.

Cette venue hydrothermale est accompagnée par une silicification et une albitisation de la roche. Les plages de quartz<sup>II</sup> et albite métasomatique se développent, tout comme dans la roche de la Helle, aux dépens des minéraux antérieurs, notamment les feldspaths.

Les minerais chalcopryrite-blende-pyrrhotine-pyrite<sup>I</sup> associés à de la zoïsite sont disséminés dans la roche éruptive et se forment fréquemment dans la biotite chloritisée. La zoïsite hydrothermale se transforme en épidote dans la biotite.

Tous ces faits sont identiques à ceux que nous avons rencontrés dans la roche de la Helle. Ce type de minéralisation est caractérisé par une saussuritisation des feldspaths.

Un échantillon renferme aussi une géode minéralisée en pyrite et chalcopryrite altérées, avec albite et quartz bipiramidé.

#### 2° La minéralisation disséminée pyrite-séricite.

A Lammersdorf, la minéralisation disséminée pyrite-séricite se présente d'une façon analogue à celle du premier type décrit. Dans la mesure restreinte de nos observations, nous pouvons dire que la minéralisation pyriteuse est antérieure au développement des joints de la tonalite. La roche renferme parfois de minces veinules de quartz comparables aux filonnets de quartz-albite de la tonalite de la Helle, recoupés par les joints.

Antérieurement aux venues hydrothermales pyrite-séricite, la roche peut avoir subi une albitisation parfois intense et peut posséder une minéralisation hydrothermale de chalcopryrite-zoïsite.

De minces filonnets de quartz ont servi de chenaux pour les solutions hydrothermales. Ils recourent tous les minéraux de la roche, y compris l'albite, et renferment de la pyrite et parfois de la chlorite vermiculaire provenant de la transformation de la biotite chloritisée. Le minerai est non seulement concentré dans les filonnets quartzeux, mais s'étend latéralement dans toute la roche. Il y est accompagné par une séricitisation assez intense affectant non seulement les plagioclases (dans une moindre mesure l'albite) mais aussi la biotite, qui est décolorée. La pyrite montre d'ailleurs une préférence marquée pour les micas chloritisés. La séricitisation de la roche amène une disparition des minéraux d'altération des feldspaths, la zoisite et plus rarement l'épidote. Dans ce cas, les feldspaths d'abord saussuritisés ont subi une séricitisation postérieure en relation avec les venues pyriteuses.

La séricite, tout comme dans la roche de la Helle, est postérieure à la pyrite qu'elle recoupe dans certains cas. La kaolinisation de la roche peut s'expliquer par la décomposition des feldspaths et de la séricite (en présence d' $H^2SO_4$  provenant de l'oxydation de la pyrite disséminée) (voir O. C. SCHMEDEMAN [22]). La kaolinisation ne fait donc pas partie de la paragenèse hydrothermale.

A Lammersdorf, la minéralisation pyriteuse avec séricite n'est pas localisée comme dans la tonalite de la Helle, elle s'étend à toute la roche. Nous pensons que ce fait est en relation avec un refroidissement plus rapide de la tonalite de Lammersdorf, qui a eu pour effet d'accélérer les dépôts hydrothermaux. Notons également que l'intrusion de la tonalite de Lammersdorf se trouve à un niveau stratigraphique plus élevé que celle de la Helle.

### C. — LE PROBLÈME DES MINÉRALISATIONS ET LEURS RELATIONS AVEC LES TONALITES DE LA HELLE ET LAMMERSDORF.

Ce problème a déjà fait l'objet de quelques travaux d'ensemble dont le principal est celui de M. P. FOURMARIER [23].

L'auteur considère, à la suite de E. HOLZAPFEL [24], que le granite de Lammersdorf métamorphose les couches du Dévonien inférieur. Il rattache la minéralisation cuprifère de Vielsalm au batholithe postdévonien dont dépendent les roches de la Helle et Lammersdorf et suppose que la minéralisation plombo-zincifère date de la fin du Jurassique.

Suivant M. A. VOIGT [25], toutes les minéralisations de la province métallogénique des Hautes Fagnes, y compris les gisements de zinc et de plomb, ont pour origine une masse granitique dont les roches de la Helle et Lammersdorf constituent en fait des apophyses. Toute la minéralisation de l'Est de la Belgique est centrée sur ces venues magmatiques ainsi que sur les « Venn-Porphyrès ».

M. P. MICHOT de son côté (*R. U. M.*, 1929) pensait que les massifs de Lammersdorf et de la Helle étaient les roches-mères de nos minerais.

Nous pouvons établir quatre divisions dans les types de minéralisation de la Belgique :

- 1<sup>o</sup> Minéralisation aurifère;
- 2<sup>o</sup> Minéralisation en relation avec la phase calédonienne.
- 3<sup>o</sup> Minéralisation hercynienne;
- 4<sup>o</sup> Minéralisation zinc-plomb.

#### 1<sup>o</sup> LA MINÉRALISATION AURIFÈRE.

L'or natif a été signalé pour la première fois en Belgique par G. DEWALQUE et M. LOHEST (*A. S. G. B.*, 1895-1896) à la suite des recherches allemandes dans la partie Est du pays. Le métal précieux fit l'objet au siècle dernier d'une petite exploitation le long du ruisseau de Recht.

Le principal ouvrage traitant de l'or dans le massif ardennais est certainement celui de C. BRETZ [26]. Cet auteur mentionne deux zones aurifères, une au Sud s'étendant de Poteau à Montjoie, l'autre au Nord, d'Eupen à Schevenhutte. La zone sud avait déjà été étudiée par TH. BREUER [27], du moins en ce qui concerne la région de Malmédy.

Les zones aurifères s'étendent en général autour et même dans les massifs cambriens de Stavelot, Serpont et Rocroi.

Dans le massif de Stavelot on distingue deux zones aurifères :

- 1<sup>o</sup> La zone sud qui s'étend du plateau des Tailles à Montjoie;
- 2<sup>o</sup> La zone nord qui va d'Eupen à Schevenhutte.

La zone sud englobe une bonne partie du bassin de l'Amblève et de ses affluents : la Liègne supérieure, la Salm, la Warche, le Rechtbach et l'Emmelsbach. Elle comprend également le cours supérieur de la Roer.

L'or est principalement concentré avec les produits de désagrégation des roches gedinniennes et plus rarement siegeniennes dans les terrasses anciennes et dans les alluvions modernes d'un bon nombre de vallées, mais il se rencontre également en quelques points du massif cambrien de Stavelot, comme dans les environs de la Baraque Michel et au Nord de Mont.

Les teneurs de certains horizons alluviaux peuvent être localement assez élevées (16 g d'or/T à Pont, près de Ligneuville, 13 g d'or/T en aval de Malmédy, 3 à 6 g d'or/T le long du Reichtbach).

Les grains d'or roulé peuvent atteindre des dimensions appréciables (1 cm de long, 5 mm de large et 3 mm d'épaisseur). Les accompagnateurs de l'or sont : l'hématite, la magnétite, la tourmaline, le rutile, le zircon (voir C. BRETZ [26]).

TH. BREUER [27] mentionne de la cassitérite et du platine dans les « placers aurifères » dans la vallée de la Warchenne au Nord de Malmédy (Montbijou).

L'or existe encore en quelques autres points du massif de Stavelot. M. LEGRAYE a trouvé de l'or dans un mispickel du Ninglingspo et Quarreux avait été surnommé « la Heid de la Mine d'or ».

Pour C. BRETZ, l'or provient de solutions d'origine granitique qui se sont dispersées dans les couches favorables, notamment les conglomérats et arkoses.

A l'appui de cette manière de voir, M. LEPERSONNE [28] a trouvé des paillettes d'or dans un filon de quartz de Bovigny.

Cependant, si cette explication convient pour la région sud de Stavelot, on conçoit difficilement la présence d'or dans la *région nord d'Eupen à Schevenhutte*.

Dans cette zone il n'existe pas de venues hydrothermales comme au Sud du massif de Stavelot. C. BRETZ lui-même s'en est aperçu : « Das Vorkommen des Goldes im nördlichen Goldgebiet wird mit diesen ausföhrungen nicht ohne weiteres erklärt ».

Pour expliquer l'existence de l'or dans cette région l'auteur écrit : « Ein Transport des Goldes mit dem Deckenschutt in das nördliche Gebiet besitzt viel Wahrscheinlichkeit ». Un tel transport ne justifierait cependant la présence d'or dans le Perioldbach près de Raeren et dans le Haasbach près d'Eupen.

Le métal précieux est connu dans le Cambrien et le Gedinien de *Serpont*. La minéralisation de Bras avec pyrrhotine,

chalcopyrite et mispickel (M. GULLINCK [29], M. ANTUN) montre une faible teneur en or (1 g/T).

D'autre part M. R. ANTHOINE (non publié) a découvert au Sud de Couvin une pyrite filonienne aurifère (or non visible) dans le Gedinnien (Massif de Rocroi).

Le problème de l'or est délicat à résoudre.

C'est un élément ubiquiste comme la pyrite et est présent en plus grande quantité dans les sédiments noirs, réducteurs.

M. A. WERY (*B. S. B. G.*, 1950) nous donne deux dosages d'un quartzite et d'un phyllade cambriens du massif de Stavelot. Ils ont une teneur en or inférieure à 0,5 g et une teneur en Ag ne dépassant pas 5 g. Ces mesures correspondent au « background géochimique ».

Des teneurs de plusieurs g/T d'Ag ont été d'ailleurs mentionnées dans les couches à *Dictyonema* de Scandinavie (voir K. RANKAMA et TH. G. SAHAMA [30]). Notons que l'or existe à l'état dispersé dans les schistes noirs, tandis qu'au Sud du massif de Stavelot il se présente en grains très nets.

Il est assez remarquable de constater que l'or est souvent localisé dans la bande des arkoses gedinniennes. Il semble que le métal précieux tire son origine des mêmes roches (et filons) qui ont donné naissance aux éléments des arkoses. La composition minéralogique de ces dernières a fait l'objet de quelques rares travaux (voir E. ASSELBERGHS [31]) et montre que les arkoses proviennent dans beaucoup de cas de l'érosion d'un granite. La présence de tourmaline détritique et de galets de tourmalinite dans le Gedinnien paraît d'ailleurs confirmer cette hypothèse.

Il est intéressant de noter également l'existence de cassitérite dans le Gedinnien de Serpont (X. STAINIER [32]). On sait d'autre part que bon nombre de veines à tourmaline associées à des granites sont aurifères et stannifères.

Les arkoses du Gedinnien pourraient donc bien provenir de la désagrégation de massifs granitiques avec leurs cortèges pegmatitiques et filoniens.

Comme une grande étendue du Cambrien est cachée sous une épaisse couverture dévonienne, l'origine des filons pourrait être aussi bien cambrienne que précambrienne. Notons cependant que la plupart des venues aurifères sont précambriennes.

La présence d'or dans un filon de quartz (J. LEPERSONNE [28]) au Sud du massif de Stavelot peut facilement s'expliquer par

une remise en mouvement de l'or dans les couches sédimentaires lors du passage des solutions hydrothermales de haute température. (Il ne faut en effet qu'une faible élévation de température, 200° C environ, pour amener une migration de l'or.)

Nous ne pensons pas qu'il y ait une relation entre l'or et le batholite dont dépendent la Helle et Lammersdorf. La minéralisation de ces deux massifs concordants est plutôt hercynienne (joints tectoniques hercyniens occupés par des filons de quartz minéralisés) <sup>(1)</sup> et ne contient probablement pas d'or en dépit de la présence de tétradymite.

## 2° LES MINÉRALISATIONS CALÉDONIENNES.

Les minéralisations liées aux phases orogéniques calédoniennes sont insignifiantes.

D'après M. G. WATERLOT [33], les microgranites du massif de Rocroi dateraient de la phase calédonienne (Jung Kaledonische Faltung de H. STILLE). Ils ne possèdent qu'une très faible minéralisation composée de filonnets de quartz avec un peu de blende, pyrite, marcassite, pyrrhotine, chalcoppyrite et galène (A. DUMONT [34]).

Dans le massif de Stavelot, la diabase de Challes est lardée de filonnets de quartz avec un peu d'albite, de pyrite, chalcoppyrite et pyrrhotine (P. RONCHESNE [35]). Notons également la présence de platine (Moressée dans P. RONCHESNE).

Le batholite dioritique du Brabant n'a donné qu'une faible minéralisation où la chalcoppyrite est partout présente. La pyrrhotine et la galène sont connus à Quenast, Lembecq, Lessines, la blende à Lessines, la molybdénite à Quenast, la bornite à Bierghes et Lembecq, la tétraédrite à Lembecq (C. MALAISE [36]).

Tout comme la roche de la Helle, la microdiorite de Quenast a subi un métamorphisme hydrothermal local assez prononcé avec dipyritisation, albitisation, épidotisation, silicification et carbonatation (G. MORTELMANS).

La mise en place des diverses intrusions daterait vraisemblablement de la phase néocalédonienne (M. E. DENAEYER et G. MORTELMANS [37]). Les seules minéralisations calédoniennes

---

(1) M. Wo SCHMIDT [32] considère ces roches éruptives sont antégedinniennes.

sont donc constituées par des manifestations magmatiques résiduelles sans importance au point de vue des métaux lourds et localisées dans la roche-mère.

Les filons de Nil-Saint-Vincent renferment à côté du quartz, de la tourmaline, du zircon, de la monazite, du mispickel, de la chalcopryrite. On connaît également du mispickel aurifère à Court-Saint-Étienne (A. WÉRY, *B. S. B. G.*, 1950).

En Grande-Bretagne, les minéralisations liées à la phase calédonienne sont beaucoup plus importantes. Trois d'entre elles ont fait l'objet d'exploitation.

A *Parys Mountain dans l'île d'Anglesey* (E. GREENLY [38], H. DEWEY [39], K. C. DUNHAM [40]) se trouve un gisement de cuivre qui a été important. Il est certainement antécarbonifère, car le conglomérat basal de Lligwy renferme des galets silicifiés et des schistes pyritisés.

Les filons recoupent les phyllades ordoviciens et siluriens localement silicifiés, micacés et pyritisés.

La minéralisation consiste en veines de quartz avec pyrite, chalcopryrite, chalcosine, blende, galène et un peu d'or.

A *Rhosmynach fawr* (Anglesey) les filons renferment de la chalcopryrite, pyrite, or et tétradymite ? (E. GREENLY [38]). Ils se rapprochent fortement des veines aurifères du Dolgelley Belt.

Dans le *Merionethshire* (Dolgelley Belt) on connaît de nombreuses veines de quartz-carbonates avec chalcopryrite, pyrite, blende, galène, tétradymite (Clogau Mine), or, mispickel, pyrrhotine ainsi que des minerais oxydés de cobalt (Clogau Mine) (A. R. ANDREW [41], H. DEWEY [39], K. C. DUNHAM [40]).

Dans le *Lake district*, il y a de nombreuses venues granitiques liées à la phase néocalédonienne (âge O.R.S.). Elles correspondent donc à la mise en place du batholite du Brabant.

A Grainsgill (Carrock Mine), le Skiddaw Granite a donné des greisens à wolfram, scheelite et mispickel.

Le Shap granite montre une minéralisation complexe avec molybdénite, chalcopryrite, pyrite, bismuth, blende, baryte (K. C. DUNHAM [40], T. EASTWOOD [42]).

Notons que l'or et la grünlingite ( $\text{Bi}_4\text{TeS}_3$ ) sont également connus dans le Lake district (T. EASTWOOD [42], H. V. WARREN [43]).

Au Pays de Galles, les phases calédoniennes et néocalédoniennes ont donné naissance à des venues cuprifères et aurifères exploitables. Notons dans ces paragénèses la présence de sulfotellures de bismuth, accompagnateur de l'or.

Il n'y a pas de minéralisation comparable dans le massif rhénan. Par contre, les gneiss granitiques de l'Isergebirge considérés comme calédonien ont donné une minéralisation de pyrite et mispickel aurifère (Huszdorf et Wünschendorf), des venues stannifères à Giehren, des veines hypothermales avec pyrrhotine, chalcopyrite, mispickel, safflorite, blende, galène à Neustadt (C. BERG [44], W. E. PETRASCHER [45]).

### 3° LES MINÉRALISATIONS HERCYNiennes.

Il résulte de notre étude que la roche de la Helle est syntectonique et hercynienne. Nous allons maintenant essayer de mettre en relation cette venue tonalitique avec les filons magmatiques connus dans la région de Vielsalm et Bastogne. Plusieurs sections polies ont été effectuées dans le but de déterminer et de retrouver les mêmes paragénèses minérales. Au point de vue microscopique le problème a déjà été traité, tout au moins en partie, par M. F. CORIN [46] et par M. J. LEPERSONNE pour la région de Saint-Vith [28].

On peut classer les filons en trois groupes :

- A. — Filons de Vielsalm-Lierneux.
- B. — Filons de Bastogne-Serpont.
- C. — Filons de la région de Saint-Vith.

#### A. — Les filons de Vielsalm-Lierneux.

On distingue dans cette zone une série de filons d'origine magmatique :

*a*) Filons de quartz-albite, dewalquite avec (orthose, biotite, leuchtenbergite). Ils passent à des veines de quartz-dewalquite (F. CORIN [20]).

*b*) Filons de quartz à andalousite (F. CORIN [26]).

*c*) Filons de quartz-albite-hématite.

*d*) Filons de quartz-albite-minerai de cuivre-damourite (F. CORIN [46]).

e) Filons de quartz à pyrite cubique (F. CORIN [46]).

f) Filonnet de quartz à apatite (F. CORIN, *A. S. G. B.*, t. 53, 1929-1930).

D'après M. F. CORIN, ces filons se sont mis en place lors de la phase hercynienne et ont rempli une série de cassures [46].

Ces filons étant à peu près contemporains de la mise en place de la tonalite de la Helle, il est utile d'en rechercher les relations.

A la Helle, la première phase hydrothermale est marquée par une albitisation et une silicification, la seconde phase par le développement de filons quartzeux à pyrite<sup>II</sup>-molybdénite et chalcoppyrite. Il y a donc eu, dans le magma résiduel, enrichissement en soude et silice.

En profondeur (par exemple la catazone) il est normal qu'un batholite de composition tonalitique donne trois types de filons pegmatitiques et hydrothermaux.

1° Pegmatites à oligo-andésine-biotite-quartz (feldspath potassique en faible quantité).

2° Filons de quartz-albite.

3° Filons de quartz minéralisé ou non.

A Vielsalm, les conditions d'érosion actuelle ne permettent d'observer que les deux derniers types. La présence de l'orthose d'ailleurs rare, peut facilement s'expliquer, car nous avons vu qu'à la Helle ce minéral est inclus dans les feldspaths basiques qui peuvent en contenir jusqu'à 20 % en solution solide.

La dewalquite à première vue semble inexplicable. Notons cependant que les concentrés de micas de la tonalite de la Helle renferment du vanadium. L'existence d'apatite en filonnets à Vielsalm correspond aux veines du même minéral dans les roches encaissantes de la tonalite.

Les sulfures de cuivre sont liés comme à la Helle à des filons de quartz-albite (peu). Les minerais primaires sont représentés par la chalcoppyrite et la bornite. Les minerais secondaires sont nombreux : chalcosine, covelline, malachite, azurite, cuprite, cuivre natif. On a aussi mentionné du mispickel à Vielsalm (dans C. MALAISE [36]).

La présence de filonnets de quartz à pyrite cubique est intéressante, car la seconde génération hydrothermale de la tonalite de la Helle renferme une pyrite nettement idiomorphe.

**Conclusions.**

S'il existe quelques analogies avec la tonalite de la Helle, l'étude en sections polies a donné peu de résultats. Cependant, pour avoir une idée exacte des liens existant entre la Helle et Vielsalm, il faudrait reprendre toute l'étude des filons principalement en sections polies. Ces dernières ont montré l'existence de covelline à Vielsalm comme à Lierneux.

Les filons de quartz-albite de Vielsalm ont été contaminés par les roches encaissantes ainsi qu'en atteste la présence d'andalousite et de manganèse dans certains minéraux (dewalquite). Il faut sans doute y rattacher également l'hématite.

**B. — Les filons de la région Bastogne-Serpont.**

On distingue dans la région de Bastogne-Serpont plusieurs types de filons :

- 1<sup>o</sup> « Pegmatites » <sup>(1)</sup> à andésine-biotite-quartz.
- 2<sup>o</sup> Aplite à andésine-biotite-quartz.
- 3<sup>o</sup> Filons de quartz à tourmaline.
- 4<sup>o</sup> Filons de quartz minéralisés.

La présence de pegmatites et aplites dans la région de Bastogne a été signalée par X. STAINIER en 1907 (*M. A. R. B.*, 2<sup>e</sup> série, pp. 67-68) et J. CORNET (*B. S. B. F.*, XXII, 1908). Vers 1930, M. F. CORIN reprend l'étude du métamorphisme et des manifestations magmatiques [46]. Ce dernier auteur note que ces filons ont une composition tonalitique.

Les aplites de Morhet (*A. S. G. B.*, t. 55, 1931) sont formées par des plagioclases zonés dont la basicité s'étend de l'andésine à l'albite, par de la biotite, du quartz, de l'épidote et du zircon.

Dans les formations « pegmatitiques » de composition analogue on observe des phénomènes d'albitisation des andésines, une chloritisation de la biotite et un remplissage quartzeux hydrothermal.

Ces « pegmatites » et aplites possèdent une composition minéralogique analogue aux filons de tonalite et les phénomènes de métasomatose correspondent bien à ce qui se passe dans la roche de la Helle, où la première phase hydrothermale amène une albitisation et une silicification.

---

<sup>(1)</sup> *Pegmatites* : A la vérité ces filons ne sont pas de vraies pegmatites, car le quartz est de loin le minéral dominant.

Les processus d'albitisation sont d'ailleurs fréquents dans toutes les pegmatites.

Les filons de Freux renferment du quartz, du feldspath, des minéraux cuprifères, des carbonates, de l'hématite, de la chlorite. La paragenèse des sulfures est également très intéressante, mais encore peu étudiée.

L'étude d'une section polie d'un filon à chalcopyrite (F. SCHELLINCK, t. 46, 1936) du Moulin de Remagne nous a permis d'observer une association minérale fort analogue à celle de Bras mais plus complexe.

Notons par ordre d'importance les sulfures suivants : chalcopyrite, pyrrhotine, mispickel, blende. Cette minéralisation peut être comparée à celle de la Helle sauf en ce qui concerne le mispickel qui a d'ailleurs été signalé à Vielsalm (C. MALAISE [36]).

La minéralisation de Bras semble assez complexe. Elle comprend pyrrhotine, pyrite, avec traces de chalcopyrite et mispickel (M. ANTUN). Les minerais sont concentrés dans des schistes noirs réducteurs, traversés par de nombreux filonnets de quartz. Les minerais pourraient être partiellement sédimentaires, mais les nombreux filonnets de quartz font penser également à une origine profonde des minerais.

M. P. RONCHESNE a cependant détecté de l'arsenic dans la tonalite de la Helle. Lors de l'étude des sulfures de Remagne, nous avons observé les mêmes associations, chalcopyrite-blende et chalcopyrite-pyrrhotine que dans la tonalite de la Helle.

La région de Serpont est caractérisée par une pneumatolyse à tourmaline (F. CORIN [46] et A. VANDENDRIESSCHE [47]).

La présence de cette tourmaline s'explique aisément par une remise « en mouvement » des tourmalines sédimentaires lors du passage de solutions à haute température.

La distribution des filons tant à Bastogne-Serpont qu'à Vielsalm-Lierneux correspond approximativement aux isogéothermes du métamorphisme. Les filons de feldspaths de haute température sont surtout concentrés dans la zone métamorphique tandis que les dernières manifestations hydrothermales occupent une région plus étendue et plus externe. Il y a donc une certaine distribution zonaire de la minéralisation.

#### **Conclusion.**

Ainsi que nous venons de le voir les ressemblances entre les venues magmatiques de la région Bastogne-Serpont et les

phases postmagmatiques de la Helle sont beaucoup plus frappantes qu'en ce qui concerne Vielsalm.

Les aplites et pegmatites ont une composition tonalitique. D'autre part les filons minéralisés possèdent une minéralisation quasi analogue à celle de la Helle. On peut donc considérer que les filons de Bastogne-Serpont et la roche de la Helle ont une même origine génétique.

### C. — Les filons de la région de Saint-Vith.

Nous tenons avant tout à remercier M. J. LEPERSONNE qui a bien voulu nous prêter sa thèse inédite sur les venues éruptives du Dévonien inférieur au Sud et à l'Est du massif cambrien de Stavelot.

L'auteur distingue trois types de filons :

1° Filons de quartz-albite;

2° Filons de quartz;

3° Filons à tourmaline.

Tous les filons de la région étudiée ainsi que ceux de Vielsalm ont une origine magmatique et possèdent une direction et un pendage assez constants. Les fractures minéralisées ont une direction qui est approximativement parallèle à celle des plis. Ces cassures se sont produites à la fin du plissement hercynien.

A Bastogne, les directions sont identiques. L'auteur de plus a montré qu'il existe des zones à quartz-albite, quartz et quartz-tourmaline.

Les filons à tourmaline sont localisés dans le Gedinnien. Deux de ceux-ci traversent cependant les couches cambriennes, celui d'Otré et celui du massif de Hourt (J. LEPERSONNE [28]).

Il semble donc y avoir comme à Bastogne une pneumatolyse à tourmaline.

### Conclusion.

Contrairement aux régions de Vielsalm et Bastogne, les filons de quartz-albite et de quartz de la région de Saint-Vith sont quasi stériles. Comme l'auteur, nous croyons que ces filons ont la même origine génétique que ceux des deux régions précitées.

D. — **Conclusion générale de l'étude des minéralisations hercyniennes.**

Les roches de la Helle et Lammersdorf appartiennent selon toute probabilité au batholite qui a donné naissance aux « pegmatites » et aplites de Bastogne et aux filons de quartz-albite minéralisés ou non des régions de Vielsalm et Saint-Vith puisqu'elles sont de même âge et que la composition des « pegmatites » et aplites est nettement tonalitique.

La mise en place du batholite a eu lieu pendant la phase hercynienne des plissements.

L'injection des roches de la Helle et Lammersdorf a été facilitée par le jeu des poussées orogéniques. Les venues à tourmaline semblent plutôt dues à une remise en mouvement en profondeur des tourmalines sédimentaires du Gedinnien.

Notons également que la faille de charriage hercynienne de la vallée de la Vesdre (F. GEUKENS et L. VAN WAMBEKE [48]) possède une minéralisation caractérisée par de la molybdénite et de la pyrite.

E. — **Comparaison avec les pays voisins.**

Il est intéressant de comparer les venues éruptives et filoniennes qui sont en relation avec la phase hercynienne des plissements.

Dans un grand nombre de régions affectées par le plissement hercynien on trouve à la fin du Dévonien et au début du Carbonifère un grand nombre d'intrusions basiques.

Ce sont, par exemple, les laves et sills basaltiques intercalés dans le calcaire carbonifère des Southern Pennines (K. C. DUNHAM [40]), les extrusions spilitiques des Cornouailles et les sills de diabases (H. DEWEY [49]). Dans le Siegerland, on retrouve ces mêmes diabases considérées comme d'âge carbonifère inférieur (A. PILGER [50]).

Au Massif central, on trouve des intrusions dioritiques et granodioritiques antérieures aux venues granitiques carbonifères, mais qui métamorphosent le Culm (J. JUNG [51]).

A la fin du Carbonifère apparaissent d'importantes intrusions granitiques qui affectent les Cornouailles, le Massif central,

les Asturies, le Portugal, le Maroc, les Vosges, la Forêt-Noire, le Harz, l'Erzgebirge. Chaque massif possède une importante minéralisation qui montre souvent une distribution zonaire (voir G. BERG [44]).

1° Cornouailles :

Sn (W) - (Au) - (Bi) - Cu - Zn - Pb / NiCoU / Ag - Sb - Mn - Fe.  
Misp.

J. B. HILL and Mc ALLISTER [52], H. DEWEY [53].

2° Erzgebirge :

Sn - W - (Au) - Bi - Cu - Zn - Pb / NiCoU / Ag - Sb - Mn - Fe.  
Mo Misp.

G. BERG [44], W. E. PETRASCHKEK [45].

3° Massif Central :

Pegmatites à béryl - Sn - W - Au - Cu - Zn - Pb (Ag) - Sb.  
Li - Misp.

DE LAUNAY [54], J. JUNG [51].

Les gisements d'U semblent indépendants de cette minéralisation et localisés dans des accidents tectoniques qui ont affecté des massifs granitiques (A. LENOBLE [71]).

4° Harz :

CoNiBi As - Cu - Zn - Pb (Ag) - F - Ba - SeHg.

5° Forêt-Noire :

Ag - Bi - Ni - Co - As (U) (Wittichen).

Les minéralisations hercyniennes en Europe occidentale sont uranifères (Erzgebirge, Portugal, Espagne, Forêt-Noire, Vosges).

En ce qui concerne le Massif Central, la minéralisation uranifère est liée à des accidents tectoniques posthercyniens mais semble en relation génétique avec des granites hercyniens.

Le Brockengranite du Harz (F. DAHLGRUN [55], A. WILKE [56]) ne renferme que des traces d'U.

En Belgique on a cru reconnaître des traces d'U à Vielsalm. Notons cependant que les filons de quartz albite de ces régions ne sont guère favorables à une minéralisation uranifère tout comme d'ailleurs les tonalites.

La fin du Paléozoïque semble caractérisée par une grande différenciation magmatique avec venues basiques pré-tectoniques et intrusions acides post-tectoniques. Au Massif Central, on trouve des roches de compositions intermédiaires, des diorites et granodiorites (J. JUNG [51]) qui métamorphosent le Culm et qui semblent correspondre en âge aux tonalites. A Altenberg, des intrusions d'âge carbonifère (G. BERG [44]) sont composées par des roches porphyriques assez pauvres en orthose (W. E. PETRASCHER [45]). Les filons qui en dérivent sont constitués par du quartz et de l'albite. Ils renferment du mispickel aurifère et de la pyrite et chalcopryrite. Les intrusions stannifères postérieures sont plus riches en potasse et par conséquent possèdent un caractère granitique plus marqué (G. BERG). L'évolution magmatique pendant la période hercynienne pourrait donc se synthétiser comme suit :

1<sup>o</sup> *Au Dévonien moyen et supérieur, Carbonifère inférieur.*

Extrusions et intrusions basiques pré-tectoniques.

2<sup>o</sup> *Pendant le Carbonifère.*

Intrusions locales de roches intermédiaires (diorites, granodiorites, tonalites).

Ex. : Massif Central, Belgique, Erzgebirge.

3<sup>o</sup> *Fin Carbonifère au Permien :*

Intrusions granitiques post-tectoniques (Cornouailles, Massif Central, Vosges, Forêt-Noire, Harz, Erzgebirge).

En Belgique, la Minette de Muno pourrait bien appartenir aux intrusions pré-tectoniques de cette période.

Ainsi que nous venons de le voir dans le schéma précédent, la tonalite peut correspondre à un magma incomplètement différencié injecté lors de la poussée hercynienne. Elle diffère nettement des granites post-tectoniques par sa composition et sa paragenèse.

Par contre, elle se rapproche de certaines intrusions de roches intermédiaires d'âge carbonifère.

#### 4<sup>o</sup> LES MINÉRALISATIONS PLOMBO-ZINCIFÈRES.

Les gisements de zinc et plomb sont largement répandus dans toute l'Europe et sont caractérisés par une paragenèse relativement simple où dominant la blende, la galène, la fluorine, la baryte, la calcite et le quartz.

C'est la minéralisation la mieux représentée en Belgique. Elle a fait l'objet d'une exploitation intense, principalement au cours du siècle passé, mais semble cependant encore offrir quelques possibilités pour l'avenir.

Les anciens gisements ont été l'objet d'une importante littérature dont les principaux noms sont ceux de CH. TIMMERHANS [57] et G. LESPINEUX (*Cong. Intern. Mines, Métall. Mécanique et Géologie appliquée*, 1905).

M. P. FOURMARIER s'est occupé du problème des gisements filoniens et y voit une distribution zonaire des minerais :

- 1<sup>o</sup> Zone centrale à oligiste spéculaire et pyrite;
- 2<sup>o</sup> Zone intermédiaire chalcopryrite-pyrite;
- 3<sup>o</sup> Zone externe blende-galène-baryte et finalement fluorine.

Pour l'auteur, la production d'un large anticlinal à la fin du Jurassique a permis la montée d'un massif magmatique dont les émanations ont donné naissance aux gisements zinc-plomb. De leur côté un ensemble d'ingénieurs sortis de Liège, dont M. le Prof. I. DE MAGNÉE, ont donné un intéressant aperçu des possibilités du sous-sol belge [58].

En Angleterre, bon nombre de régions montrent une distribution zonaire des minéralisations Zn-Pb.

Ainsi M. K. C. DUNHAM [59] divise les filons en 5 catégories pour la région des North Pennines :

1. Venues de chalcopryrite en quantité notable avec galène et blende subordonnées.
2. Venues de galène avec blende subordonnée.
3. Galène et blende en quantités égales.
4. Venues de galène seulement.
5. Venues de baryte et fluorine pauvres en sulfures avec traces de chalcopryrite postérieure.

Il y a répartition zonaire de la minéralisation avec les filons cuprifères au centre.

Les gisements de la Ruhr ne présentent pas la répartition par zones que l'on voit dans les North Pennines.

M. A. PILGER [60] distingue trois générations de minerais avec une série de sous-générations pour les gisements de la Ruhr.

PREMIÈRE GÉNÉRATION. — 1 *a*. Silicification — peu d'apports de minerais.

1 *b*. Blende (chalcopyrite)-galène argentifère, quartz (récurrences nombreuses).

1 *c*. Idem 1 *b* mais la galène domine.

DEUXIÈME GÉNÉRATION. — (Rejuvenation).

2 *a*. Quartz-blende foncée (chalcopyrite) (galène)-quartz.

2 *b*. Quartz (ankérite)-(blende plus claire)-(chalcopyrite)-galène peu argentifère-baryte-marcassite.

La schalenblende est fréquente dans cette génération.

2 *c*. (Galène-baryte) marcassite-calcite.

La génération 2 *b* est caractérisée par des redissolutions nombreuses et des structures de gel (schalenblende) avec précipitation rythmique de galène.

Dans la Ruhr, les plus importantes concentrations exploitables sont situées à l'intersection des fractures NNW-SSE et des plis anticlinaux (par ex. : la mine August Viktoria à Hüls).

La teneur en Ag des concentrés de plomb est variable; la galène de la première génération est plus argentifère (plus de 1.000 g Ag/T à Hüls) que celle de la seconde génération (de 90 à 275 g Ag/T à Christian Levin).

Dans son article sur les gisements épigénétiques, M. K. C. DUNHAM [40] donne un tableau des teneurs en Ag des concentrés de plomb. On remarque une grande variation des valeurs pour certaines régions, par exemple : les North Pennines (de 30 à 1.200 g Ag/T de Pb). On pourrait se demander si ces teneurs aberrantes n'indiquent pas deux générations de galène comme semble d'ailleurs le montrer la classification des filons par l'auteur.

Les venues minéralisantes sont nées à la faveur de mouvements de réajustement des failles. Comme ces derniers se sont produits à des époques différentes suivant les régions, on comprend que l'âge des venues ne soit pas identique partout. Les brèches minéralisées ne sont pas rares et les minerais bréchiques peuvent être recimentés par les générations postérieures (Hüls). Ce jeu de mouvements le long des fractures semble s'être échelonné depuis la fin du Carbonifère jusqu'à l'ère du Tertiaire.

Les gisements belges de la province Meuse-Vesdre ainsi que les minéralisations locales de Campine semblent appartenir au type des gisements de la Ruhr caractérisés par des fractures de direction NNW-SSE et par des décrochements horizontaux. Ils sont souvent métasomatiques dans le calcaire carbonifère.

Les faibles teneurs d'argent des galènes belges et la présence de baryte, de fluorine, de marcassite, de schalenblende dans beaucoup de gisements montrent que nous avons affaire aux dernières manifestations hydrothermales (2<sup>e</sup> génération).

Nous allons essayer de classer les différents types de minéralisations zincifères et plombifères belges si largement répandues depuis le Tournaisis (I. DE MAGNÉE [61]) jusqu'aux frontières est et du Nord-Est du pays au Sud.

#### A. — LA RÉGION VESDRE-MEUSE.

M. P. DE WYKERSLOOTH [62] distingue pour la région belge, à la suite de M. H. SCHNEIDERHÖRN (Lehrbuch des Erzlagertstätten, 1941), trois zones :

1<sup>o</sup> La zone des minerais de zinc oxydés et de la schalenblende (avec un peu de galène);

2<sup>o</sup> La zone des minerais cristallins de zinc-plomb (sans minerai de haute température de formation);

3<sup>o</sup> La zone des minerais cristallins de zinc-plomb (avec minerais de haute température de formation).

L'auteur note que la température de formation de la troisième zone est plus élevée et met l'accent sur l'existence de minéraux de Co et Ni. On y trouve aussi de la stannine.

En fait, la répartition du Co et du Ni est beaucoup plus générale que ne l'indique l'auteur. On connaît depuis longtemps à Moresnet, la moresnetite et il existe à Bleiberg et Maubach de la bravoïte en quantités notables. On sait de plus que la millérite (NiS) est un minéral fréquent dans le Houiller et le cobalt est un oligoélément des schistes (voir K. RAMKAMA et TH. SAHAMA [30]). Ces éléments pourraient donc bien provenir des sédiments encaissants, surtout des schistes houillers. Par contre, la stannine est un minéral plus caractéristique et sa température de formation est déjà plus élevée.

La répartition de la minéralisation semble cependant correspondre quelque peu avec les générations de minerais de la Ruhr. Il est d'ailleurs intéressant d'en faire une comparaison.

Dans la Ruhr, la schalenblende est connue dans la génération 2 b. Cependant, en Belgique, la schalenblende est le minerai dominant dans la région située au Sud de Moresnet. Sa présence indique une basse température de formation, mais il semble que les phénomènes de redissolution ont été importants dans toute cette zone.

La seconde zone englobant Bleiberg et Sippenaeken est caractérisée par une blende plus cristalline brune et par de la galène. Cette blende ressemble à celle de la mine Julia au Limbourg hollandais.

La troisième zone comprend de la galène argentifère (haute teneur), de la blende foncée, de la stannine (P. DE WYKERSLOOTH [62]). La présence de galène argentifère paraît caractéristique, elle appartient dans la Ruhr à la première génération. Il semble donc y avoir en fait une certaine répartition zonaire de la minéralisation. Cependant la mine Julia (Limbourg hollandais) se rapproche du type de la deuxième zone par sa paragenèse minérale.

Dans la région de la Meuse, la présence de galène non argentifère et de schalenblende indique une température de formation assez basse.

La baryte assez rare vers l'Est devient fréquente à l'Ouest, dans la région de Fleurus. On ne trouve que des traces de fluorine dans toute la région Meuse-Vesdre. La baryte forme une étroite bande autour des gisements Zn-Pb de la région de la Meuse (Poulseur, Comblain, Engihoul, Lives, Seilles, Namèche, Namur, Mazy). Des minerais de cuivre y apparaissent parfois (Visé, Dolembreux, Engihoul, Regissa).

La baryte et plus rarement la fluorine se rencontrent sur la bordure nord du bassin de Namur à l'Ouest du méridien de Namur (Fleurus, Écaussines, Soignies, Maffles, etc.).

Le gisement de baryte de Fleurus, le plus important de Belgique, a été d'ailleurs l'objet d'une exploitation active.

## B. — LES GISEMENTS DU BASSIN DE DINANT.

Le bassin de Dinant possède une minéralisation particulière où apparaissent la fluorine et la baryte en abondance et où la schalenblende est pratiquement absente.

La blende brune et la galène sont concentrées dans la région de Philippeville, Sautour, Barbançon, Solre-Saint-Géry.

La baryte est limitée à l'étage  $F_I$  (*Gob*). Elle est accompagnée d'un peu de galène, de marcassite et des traces de blende (P. EVRARD [63]). La calcite est également assez fréquente avec la baryte. La minéralisation de Villers-en-Fagne est intéressante; on note des traces de blende, de la galène, beaucoup de baryte. De la calcite, de la fluorine incolore, de la marcassite et même de la chalcopryrite ont cristallisé sur la baryte.

On retrouve comme en Angleterre et dans la Ruhr la toute dernière génération formée de chalcopryrite en traces.

Les filons à baryte recourent les zones à fluorine et leur sont par conséquent postérieurs. La minéralisation de baryte est indépendante de la fluorine dans la majeure partie des cas (ex. : Vierves). La mise en place de la fluorine métasomatique s'accompagne d'une silicification importante des calcaires, tandis que la silice est absente dans les filons à baryte.

A Ave et Auffe, le filon est caractérisé par une concentration de fluorine dans les fractures du calcaire tandis que le remplissage est formé de calcite et de baryte.

La fluorine est surtout fréquente dans la bande de calcaire frasien (Doische, Gimnée, Foisches près de Givet).

La région nord de l'Entre-Sambre-et-Meuse est beaucoup moins minéralisée. A Acoz, on trouve une venue locale de blende, galène, marcassite.

A Durbuy-Tohogne-Barvaux, il existe encore une minéralisation de blende brune, galène, marcassite. Elle se retrouve à Heure en Famenne mais il s'y ajoute un peu de baryte.

### C. — LES GISEMENTS DU SYNCLINAL DE L'EIFEL.

Ces gisements se rattachent à ceux du massif schisteux rhénan qui s'étendent depuis le Siegerland jusque dans la province de Luxembourg. Les zones filoniennes sont allongées suivant une direction générale NE-NNE/SW-SSW (voir A. VOIGT [25], F. BUSCHENDORF [64], A. PILGER [50]).

La minéralisation du Siegerland débute dès la phase bretonne des plissements avec formation de veines à sidérite qui correspondent à la zone d'anthracitisation maximum (R. TEICHMULLER, *Z. D. G.*, Bd 103, 1951).

Ces venues à sidérite ne sont pas seulement localisées dans le Siegerland, elles occupent une grande région de la province rhénane occidentale (voir P. BRINKMANN [65] et F. BUSCHENDORF [64]) jusqu'à nos frontières. Il est curieux de constater

que la zone à sidérite commence là où les filons de quartz-albite cessent d'apparaître.

La sidérite s'observe en profondeur dans la mine de plomb de Bleialf.

A cette minéralisation il faut rattacher les filons à ankérite de Montjoie.

La génération à sidérite au Siegerland est accompagnée en général par quelques mouchetures de chalcopryrite et de pyrite.

Au nouveau barrage du Perlebach, près de Montjoie, M. A. VOIGT a trouvé un filonnet d'ankérite renfermant un peu de chalcopryrite (avec traces de Pb, Zn, Co, Ni). Il semble donc que l'on puisse rattacher ces filons à la minéralisation plombifère.

M. R. BRINKMANN [65] voit dans toute la province schisteuse rhénane une distribution zonaire de la minéralisation :

- 1° Zone centrale à sidérite;
- 2° Zone à chalcopryrite;
- 3° Zone à zinc-plomb.

Une partie des venues plombo-zincifères du Siegerland se seraient mises en place pendant la phase sudète (A. PILGER [50]).

Lors de la phase asturienne il se produisit des réouvertures avec une nouvelle minéralisation zinc-plomb représentant une « rejuvenation » comparable, d'après l'auteur, à la seconde génération si largement représentée dans la Ruhr et dans notre pays.

Dans la province rhénane occidentale et en Belgique, l'âge de la minéralisation de zinc et plomb pourrait être différent. Ainsi le Trias est minéralisé à Mechernich et Maubach.

A Mechernich (voir P. MICHOT [66] et E. PUFFE [67]) la succession est la suivante : pyrite et bravoïte-chalcopryrite-blende-galène. La galène est le minerai le plus important. Le seul grand gisement du type du massif schisteux rhénan représenté en Belgique est celui de Longwilly (galène, blende, pyrite, quartz). La minéralisation se prolonge encore jusque dans la région de Bastogne (Wardin) et même au-delà. Entre Longwilly et Mechernich on a une série de petites venues (Burg Reuland, Rescheid) et la mine de Bleialf plus importante avec sidérite, chalcopryrite, blende, galène.

A Stolzembourg, dans le Grand-Duché, on trouve une ancienne exploitation avec ankérite, chalcopryrite, pyrite, blende ferri-

fière, marcassite, barite (voir P. RONCHESNE [68]). D'autre part la minéralisation à Goesdorf est intéressante. Elle se compose de blende, pyrite, galène, hématite, stibine, cinabre, quartz-fluorine. Cette paragenèse avec sulfures d'Sb et Hg se rencontre encore en divers points du massif schisteux rhénan (Ouest du Rhin); par contre, ces minerais sont quasi inconnus dans les types de gisement Ruhr. Le cinabre a été exceptionnellement mentionné en Belgique à Dave et Theux.

M. P. EVRARD [69] a fait quelques études spectrales sur les minerais belges. Il y mentionne la présence constante de Mn, Cu, Ag, Ge, Cd avec accessoirement Sn, Ni, Co. On n'y rencontre pas Ga, Hg, Sb, As, Tl.

A Mechernich (E. PUFFE [67]) on note la présence des éléments suivants dans les concentrés de flottation : Cu, Ag (185 g/T en moyenne), Fe, Mn, Ni, Co, Bi, Sb, As en ordre principal.

Ces résultats montrent qu'il y a une certaine différence entre les deux minéralisations, notamment la présence d'Sb et d'As dans les gisements du massif schisteux rhénan. Les gisements situés à l'Est de Cologne fournissent la transition entre les gisements du type Ruhr et ceux du massif schisteux rhénan.

#### D. — CONCLUSION.

On peut distinguer trois types de minéralisation en Belgique :

1. *Dans la province Meuse-Vesdre* on trouve une minéralisation qui semble se rapprocher du type de la Ruhr. Elle comprend une association de galène peu argentifère, de la blende cristallisée et schalenblende, marcassite. La baryte n'apparaît en quantités appréciables que dans la région de Fleurus, au Nord-Ouest de Namur. La fluorine est rare et pas nécessairement liée à la minéralisation Zn-Pb.

Les minerais occupent en général des fractures NW-SE et sont métasomatiques dans les calcaires. On observe une certaine distribution zonaire de la minéralisation surtout vers l'Est.

2. *Dans le bassin de Dinant* la minéralisation est constituée par de la blende brune, galène, marcassite (Philippeville, Sautour, Barbançon, Solre-Saint-Géry, Durbuy, Heure-en-Famenne). La schalenblende est pratiquement absente. A cette minéralisation sulfureuse fait suite une venue de barytine (Villers-en-Fagne, Heure-en-Famenne). La barytine est surtout localisée

dans la zone sud suivant la bande des calcaires givetiens (Vierves-Ave et Auffermann). La barytine est liée à des solutions alcalines (calcite). La fluorine forme une minéralisation indépendante, sa mise en place s'accompagne d'une importante silicification des calcaires. La fluorine est surtout localisée dans la bande des calcaires frasniens (Gimmée, Doische, Foisches).

3. *La minéralisation du Synclinal de l'Eifel* appartient à celle du massif schisteux rhénan. Les zones filoniennes sont allongées suivant la direction NNE-NE à SSW-SW. Les premières venues minéralisantes consistent en filons de quartz à sidérite (plus rarement ankérite).

La deuxième venue est caractérisée par une minéralisation Cu-Pb-Zn. Les dernières manifestations hydrothermales peuvent renfermer outre la barite, de la stibine et du cinabre (régions de Goesdorf et de la Moselle). L'âge de ces minéralisations est variable.

#### E. — LES RELATIONS

##### DES MINÉRALISATIONS PLOMBO-ZINCIFÈRES

##### AVEC LES TONALITES DE LA HELLE ET DE LAMMERSDORF.

Quelques auteurs allemands, parmi lesquels A. VOIGT, ont tendance de rattacher la minéralisation plombo-zincifère aux tonalites. En fait, notons tout d'abord que les gisements zinc et plomb sont de basse température tandis que dans les tonalites nous rencontrons une minéralisation hypothermale. L'absence de plomb (mentionnée sans doute par erreur par M. A. VOIGT) est notoire dans les tonalites. Nous n'y avons trouvé que des traces de Pb dans un concentré de molybdénite.

De plus, les carbonates si fréquents dans la minéralisation zinc-plomb du massif schisteux rhénan sont complètement absents. Il ne semble donc pas y avoir de relation directe, spatiale ou chronologique entre la minéralisation plombo-zincifère et le batholite qui donna naissance aux tonalites de la Helle et de Lammersdorf.

#### F. — AGE ET ORIGINE DES MINÉRALISATIONS.

Les minéralisations zinc-plomb sont largement répandues et sans relation visible avec un massif magmatique quelconque.

Beaucoup d'auteurs, dont K. C. DUNHAM en Angleterre, F. BUSCHENDORF en Allemagne, croient que cette minérali-

sation est en relation avec les masses magmatiques posthercyniennes comme, par exemple, les granites des Cornouailles et du Harz où l'on retrouve une séquence assez analogue dans les venues filoniennes zinc-plomb qui leur font suite. Cependant la galène est beaucoup plus riche en argent et les minéraux argentifères sont eux-mêmes assez fréquents.

Aussi pour expliquer des minéralisations comme dans le Trias de Maubach et Mechernich, M. N. SCHNEIDERHÖHN [70] fait intervenir des solutions hydrothermales secondaires. D'après cet auteur il y aurait une remise en solution des gisements paléozoïques et imprégnations des couches triasiques (Sekundär hydrothermal Lagerstätten). Cet avis ne semble pas partagé par la plupart des géologues allemands.

M. K. C. DUNHAM [40] fait intervenir des fluides hydrothermaux fossiles pour expliquer la minéralisation mésozoïque des Mendip Hills. On trouve dans les filons de zinc et plomb de cette région des brèches de faille dans le calcaire carbonifère qui contiennent des fragments de roches lias recimentés par les sulfures Zn-Pb.

D'autre part, les minéralisations zinc-plomb au Siegerland ont été définies par M. A. PILGER [50]. La première apparaît déjà avec des fractures en relation avec la phase sudète. Ces fractures sont reprises par les mouvements orogéniques de la phase asturienne.

La minéralisation zinc-plomb s'étend sur une longue période allant du Carbonifère à la fin jurassique (Mendip Hills-Massif Central) pour l'Europe. En Afrique du Nord cette minéralisation est représentée jusque dans le Tertiaire (H. SCHNEIDERHÖHN [70]). Toutefois nous pouvons affirmer que les minéralisations sont en relation avec des fractures radiales nées à des époques différentes suivant les régions. Elles ont servi de chenaux pour les solutions hydrothermales. Leur rejeu a favorisé dans certains cas la mise en place de plusieurs générations de minerais. Ces minéralisations n'ont pas de roche-mère et il semble bien hasardeux de les lier génétiquement à des intrusions quelconques. On peut supposer que la naissance de fractures radiales a favorisé la migration et la mise en place de certains composés sulfurés et autres minéraux résiduels du magma. De cette façon on peut concevoir que des régions non plissées puissent être minéralisées (par ex. : centre des U.S.A.) à des périodes différentes suivant les régions envisagées.

## REMERCIEMENTS.

Nous tenons à remercier l'Institut pour la Recherche Scientifique dans l'Industrie et l'Agriculture ainsi que M. le Prof. I. DE MAGNÉE qui nous a guidé par ses nombreux conseils.

## BIBLIOGRAPHIE.

1. HOLZAPFEL, E. und DANNENBERG, A., 1897, Die Granite der Gegend von Aachen. (*Jahrb. der Kön. Preuss. Geolog. Landesantalt.*)
2. RONCHESNE, P., 1930-1931, Contribution à l'étude de la roche éruptive de la Helle (Hautes-Fagnes). (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LVI.)
3. VAN WAMBEKE, L., 1953, Note préliminaire sur la minéralisation de la tonalite de la Helle. (*Bull. Soc. Belg. Géol.*, t. LXII.)
4. — 1954, Sur la présence de tétradymite ( $\text{Bi}_2\text{Te}_9\text{S}$ ) dans les filons hydrothermaux de la tonalite de la Helle et sur une nouvelle texture de ce minerai. (*Bull. Soc. Belg. Géol.*, t. LXIII, fasc. 3.)
5. — 1955, Compositions minéralogiques et chimiques des tonalites de la Helle et de Lammersdorf. (*Bull. Soc. Belg. de Géol.*, novembre.)
6. DENAEYER, M. E. et MORTELMANS, G., 1954, Les roches éruptives de Belgique (dans *Prodrome de la Géologie de Belgique*).
7. VAN WAMBEKE, L., 1953, Les processus pegmatito-pneumatolytiques dans les granites. (*Bull. Soc. Belg. Géol.*, t. LXII.)
8. RAMDOHR, P., 1950, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.
9. EDWARDS, A. B., 1947, Textures of the ores minerals.
10. BORCHERT, H., 1934, Chemie der Erde.
11. GREENWOOD, R., 1943, Effect of chemical impurities on scheelite fluorescence. (*Econ. Geol.*, vol. 38.)
12. BUERGER, N. W., 1934, The unmixing of chalcopyrite from sphalerite. (*Am. Min.*, 19.)
13. VON LASAULX, A., 1884, Der Granit unter dem Cambrium des Hohen Venn. (*Verhand. Naturhist. Verein der Preuss. Rheinlande und Westfalens*, Bonn.)
14. GRIP, E., 1951, Tungsten and Molybdenum in sulfide in Northern Sweden. (*Geol. Fören, Förhandl.*)
15. BOUTWELL, J. M., 1905, Economic Geology of the Bingham mining District (U.S. *Geol. Surv. Prof.*, papers n° 58.)
16. SCHWARTZ, G. M., 1947, Hydrothermal alteration in « Porphyry Copper » deposits. (*Ec. Geol.*, vol. 42, n° 4.)
17. ANDERSON, A. L., 1942, Monzonite intrusion and mineralisation in the Cœur d'Alène district, Idaho (*Ec. Geol.*, vol. 44, 3.)
18. FERSMAN, A., 1931, Les pegmatites granitiques. (*Ac. Sc. U.R.S.S.*)
19. MICHOT, P., 1948, Essai d'une classification naturelle des roches granitiques. (*Bull. Acad. roy., Cl. Sc.*, t. 34.)

20. RONCHESNE, P., 1931, Contribution à l'étude de la roche éruptive de Lammersdorf (Hautes-Fagnes). (*Ann. Soc. Sc. Belg.*, Série B, mars.)
21. VAN WAMBEKE, L., 1955, Contribution à l'étude de l'auréole métamorphique des massifs tonalitiques de la Helle et de Lammersdorf. (*Bull. Soc. Geol. Belg.*, t. LXIV, fasc. I.)
22. SCHEDEMAN, O. C., 1938, Notes of the chemistry of ore solutions. (*Ec. Geol.*, vol. 33, n° 8.)
23. FOURMARIER, P., 1934, Le problème des gîtes filoniens de Belgique. (*Rev. Univ. Min.*, 8<sup>e</sup> série, Liège.)
24. HOLZAPFEL, E., 1909, Über die neueren Beobachtungen in den metamorphischen Gebieten der Ardennen. (*Neues Jahrb. Min. Geol.-Paleont.*, Bd. 1.)
25. VOIGT, A., 1952, Die metallergprovinz um das Hohen Venns. Erzmetall. (Hft. 6.)
26. BRETZ, C., Über das Eifelgold und seine Herkunft (Diss. Aachen.)
27. BREUER, TH., 1911, Die Goldvorkommen in der Gegend von Malmedy und hier geologischen Grundlagen. (*Erzbergbau*, 5, VII.)
28. LEPERSONNE, J., 1933, Les venues éruptives du Dévonien inférieur au Sud et à l'Est du massif cambrien de Stavelot (Thèse, Liège.)
29. GULINCK, M., HOGE, E. et GEUKENS, F., 1952, Résultats préliminaires du sondage de Bras (massif de Serpont). (*Bull. Soc. Belg. Geol.*, t. LVI.)
30. RANKAMA, K. and SAHAMA, TH., 1949, Geochemistry.
31. ASSELBERGHS, E., 1946, L'Éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 14.)
32. WO SCHMIDT, 1955, Die Eruptive in den Kern Schichten des Hohen Venns. (*Geol. Jahrb.*, Bd. 69.)
33. WATERLOT, G., 1945, L'évolution des Ardennes aux cours des différentes phases des plissements calédoniens et hercyniens. (*Bull. Soc. Geol. France*, 5<sup>e</sup> série, t. 15.)
34. DUMONT, A., 1847, Mémoire sur les terrains ardennais et rhénans de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant, du Condroz. (*Mém. Acad. roy. Belg.*, t. 20.)
35. RONCHESNE, P., 1934, Contribution à l'étude de la roche éruptive de Challes (Stavelot). (*Bull. Soc. Belg. Geol.*, t. 44.)
36. MALAISE, C., Traité de Minéralogie.
37. DENAEYER, M. E. et MORTELMANS, G., 1954, Les roches éruptives de Belgique. (*Prodrome de la Géologie de Belgique*.)
38. GREENLY, E., 1919, The Geology of Anglesey. Vol. II. (*Mem. Geol. Surv.*)
39. DEWEY, H. and EASTWOOD, T., 1925, Copper ores of the Midland Wales, the Lake district and the isle of Man. (*Mem. Geol. Surv.*, vol. 30.)
40. DUNHAM, K. C., Age relations of the epigenetic deposits of Britain.
41. ANDREW, A. R., 1910, The Geology of the Dolgelly Gold Belt. (*Nth. Wales Geol. Mag.*, Serie 7.)
42. EASTWOOD, T., 1946, British regional Geology. Northern England. (*Geol. Surv. Mus.*)

43. WARREN, H. V. and DAVIS, P., 1940, Some Bismuth minerals from British Columbia. (*Univ. of Toronto Studies, Geol. Series.*)
44. BERG, G., 1927, Zonal distribution of ores deposits in Central Europa. (*Ec. Geol.* n° 57.)
45. PETRASCHKE, W. E., 1933, Die Lagerstätten des Schlesischen Gebirges. (*Jahr. Kon. Preuss. Geol. Landesamt, Hft. 89.*)
46. CORIN, F., 1930, Le métamorphisme de l'Ardenne. (*Ann. Soc. Geol. Belg.*, t. LIV.)
  - 1930, Contribution à l'étude pétrographique des filons de la région de Bastogne. (*Bull. Ac. Roy. Sc.*, 5<sup>e</sup> série, t. 16.)
  - 1931, Le métamorphisme de Vielsalm. (*Ann. Soc. Sc. Belg.*, t. 51, série B.)
47. VANDENDRIESSCHE, A., 1936, Het metamorphism van Remagne. (*Nat. Tijdsch.*)
  - 1941, Bijdrage tot de petrographie der metamorphe gesteenten van de streek van Bastogne-Libramont. (*Nat. Tijdsch.*)
48. GEUKENS, F. et VAN WAMBEKE, L., 1955, Note sur de nouvelles failles et sur plusieurs nouveaux dykes reconnus dans la vallée de la Vesdre. (*Bull. Soc. Geol.*, t. LXIV, fasc. 2.)
49. DEWEY, H., 1948, British Regional Geology : South West England. (*Geol. Surv. Mus.*)
50. PILGER, A., 1952, Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im Ostrheinischen Schiefergebirge. (*Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, Bd. 104, 1, Hannover.)
  - 1953, Überblick über Vererzung, Tektonik und Magmatismus im Ostrheinischen Schiefergebirge und Ruhrgebiet. (*Bergb. Rundsch.*)
51. JUNG, J., 1946, La géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. (*Bull. Soc. Géol. France.*)
52. HILL, J.-B. and MC ALLISTER, 1906, Geology of Falmouth and Truro and of the Mining District of Camborne and Redruth. (*Mem. Geol. Surv.*)
53. DEWEY, H., 1925, The mineral zones of Cornwall. (*Proc. Geol. Assoc.*, vol. 36, pt 2.)
54. DE LAUNAY, Gîtes minéraux et métallifères. (Paris et Liège.)
55. DAHLGRUN, F., 1935, Die zonale Verbreitung der gangformationen der Brocken Plutons im Harz. (*Erzmet*, Bd. 3.)
56. WILKE, A., 1952, Monographien der deutschen Blei-Zink Erzlagerstätten. Die Erzgängen von St-Andreasberg im Rahmen des Mittelharz-Ganggebietes. (*Geol. Jahrb.*, Hft. 7.)
57. TIMMERHANS, CH., 1905, Les gîtes métallifères de la région de Moresnet. (Liège.)
58. ANCION, A., DEWEZ, L., CALEMBERT, L., DE MAGNÉE, I., LESPINEUX, G., ÉVRARD, P., MACAR, P. et VAN LECKWYCK, W., 1947, Les minerais du sous-sol belge. (*Ass. Ing.*, Liège.)
59. DUNHAM, K. C., 1934, The Genesis of the Northern Pennines ores deposits. (*Quat. Journ. Geol. S.*, vol. 90, pt 4.)

60. PILGER, A., 1953, Die erste Gangkarte des Ruhrgebietes. (*Erzm.*, Bd. 6, Hft. 8.)
61. DE MAGNÉE, I., 1938, Blende de Gaurain-Ramecroix. (*Bull. Soc. Belg. Geol.*, t. LXLVIII.)
62. DE WYKERSLOOTH, 1948, Die Blei-Zink formation Süd Limburgs (Holland) und ihr mikroskopisches Bild. (*Mededel. van de Geol. Sticht.*)
63. ÉVRAUD, P., 1943, Les relations entre sulfures à la mine de Vierves. (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 66.)
64. BUSCHENDORF, F., 1952, Neue Erfahrungen in der Beurteilung gangförmiger Blei-Zink-Erzlagerstätten. (*Erzm.*, Bd. V.)
65. BRINKMAN, P., 1935, Lagerstätten Stockwerke in den variscischen Massiven von W. and S.-W. Deutschland. (*Zeitsch. Prakt. Geol.*, Hft. 16.)
66. MICHOT, P., 1928, Observations sur les gisements plombifères de Mechernich. (*Ann. Soc. Géol. Belg.*)
67. PUFFE, E., 1953, Die Blei-Zink-Erzlagerstätten der Gewerkschaft Mechernicher Werke in Mechernich in der Eifel. (*Erzm.*, Bd. 6, Hft. 8.)
68. RONCHESNE, P., 1932, Quelques minéraux du gîte de Stolzemburg. (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LVI.)
69. ÉVRAUD, P., 1943, Premiers résultats d'une étude spectrale des sulfures de Moresnet, Engis, Vedrin. (*Bull. Acad. roy. Sc.*)
70. SCHNEIDERHOHN, H., 1952, Genitische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. (*Neues Jahrb. Min. Geol.-Paleon.*)
71. LENOBLE, A., 1955, Méthode de recherches et d'étude des gisements uranifères. (*Conf. Int. Util. En. Atom., Genève*, p. 338.)

---

### La tectonique récente de la vallée de la Haine. Un programme d'excursion.

par CH. STEVENS.

Il y a 5 ans, la tectonique récente a fait l'objet d'un mémoire auquel, pour éviter toute redite, il suffira de se reporter <sup>(1)</sup>. Mais un travail doit être perpétuellement replacé sur le métier, parce qu'il faut tenir compte des données nouvelles.

---

<sup>(1)</sup> La Géomorphologie tectonique de la vallée de la Haine. (*Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 74, mém., 1950-1951, pp. 3-62, 15 fig., une carte.)

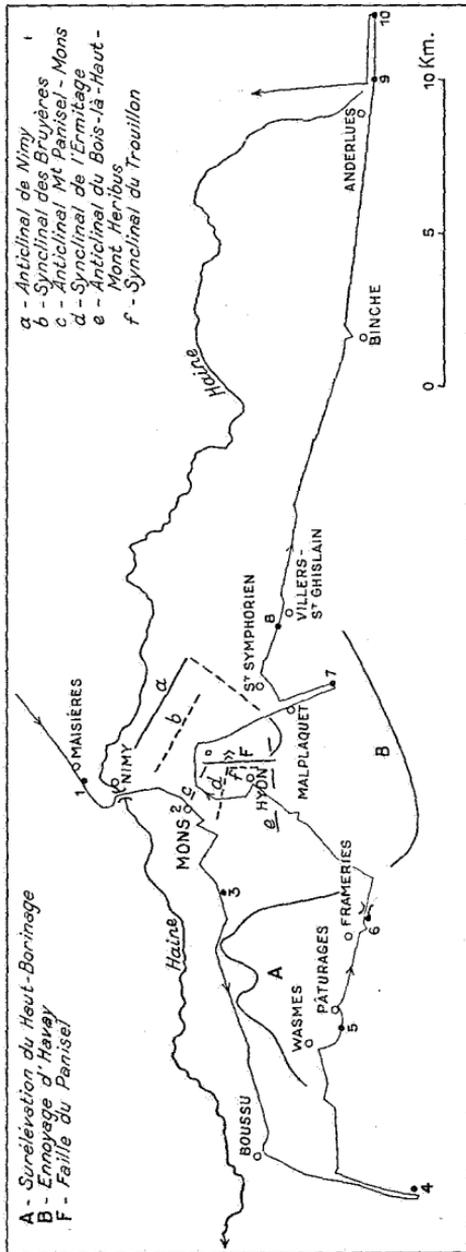


FIG. 1. — Itinéraire.

D'autre part, pour faciliter la reconnaissance du terrain, je proposerai un programme de visite, en le réduisant pourtant aux aspects les plus caractéristiques. Tel est l'objet de la présente communication.

Ce serait d'ailleurs une erreur de considérer la Géomorphologie tectonique sous l'unique aspect d'un problème de Géographie physique. Dès que la surface du sol est déformée comme les assises sous-jacentes, le problème est essentiellement d'ordre tectonique et l'aspect géographique n'en représente que l'effet.

En outre, en région minière, la déformation permanente du terrain peut provoquer des inondations et des dégâts indépendants des travaux souterrains, ce qui fait rentrer la Géomorphologie tectonique dans le domaine de la Géologie appliquée.

\*  
\*\*

Indépendamment du Deuxième Nivellement de précision qui démontre le mobilisme belge, il faut tenir compte des importantes études suivantes :

a) P. DUMON. — La surface de base du Landénien marin sur la planchette topographique de Mons au 1/40.000<sup>e</sup>. (*Publications de l'Association des Ingénieurs de la Faculté polytechnique de Mons*, 3<sup>e</sup> fasc., 1952, une carte.)

b) R. MARLIÈRE. — Définition actuelle et gisement du Montien dans le bassin de Mons (1).

c) R. SOYER. — Géologie de Paris (2).

Bien que ce dernier et remarquable mémoire n'ait semblé concerner qu'indirectement la région montoise, ses conclusions ont apporté des clartés précieuses sur la vallée hennuyère et sur l'ensemble du territoire belge.

Il y a, d'abord, une similitude complète dans la méthode d'investigation : la représentation aussi parfaite que possible, et dans les 3 dimensions, des assises géologiques souterraines.

---

(1) *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, avril 1955, t. 78, pp. 297-315.

(2) Min. de l'Industrie et de l'Energie. Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, 1953, 610 p., 46 fig., 6 pl. de photographies, 5 cartes.

Il y a ensuite l'indépendance relative des déformations post-primaires l'une vis-à-vis de l'autre. Pourtant, cela n'a pas empêché certains traits de structure de s'imposer à la topographie parisienne.

Il y a, surtout, le resserrement de l'intervalle varisco-armoricain qui, en Belgique, explique l'importance des déformations transversales.

Enfin pour la région parisienne, il complète l'étude que M. LÉON LUTAUD nous avait apportée, il y a 7 ans <sup>(1)</sup>.

Précisément, les cartes de M. P. DUMON et de M. RENÉ MARLIÈRE indiquent la même indépendance des assises, tant par rapport au socle paléozoïque que par rapport à la surface. Cette situation aurait rendu très délicats, si pas impossibles, les problèmes de Géomorphologie tectonique si, au début du Pléistocène, une pénéplaine très généralisée n'avait raboté le tout. Ce sont les déformations de la pénéplaine qui se sont imposées au sol. Par une reprise de la subsidence, elles vont à l'origine de la dépression et elles ont formé de nombreuses croupes.

C'est un aspect très nouveau des problèmes de la Haine; il sera possible de le vérifier sur le terrain.

### UN PROGRAMME D'EXCURSION.

Je suppose qu'une visite de la Haine se fasse au départ de Bruxelles pour y rentrer par Anderlues, Nivelles et Waterloo (fig. 1).

En prenant la route de Mons, on suit la bordure orientale de la dépression épirogénique de l'Escaut; on l'abandonne à Soignies et l'on aborde la pénéplaine surélevée de la Moyenne-Belgique, où elle atteint une rare perfection.

Vers la borne 48, au camp de Casteau, on voit la pénéplaine s'incliner vers le Sud, vers l'axe de la Haine. Vers la borne 50, l'inclinaison devient plus forte et correspond à l'affleurement de la Meulière de Maisières.

POINT N° 1. — A l'Ouest de Maisières, en regardant vers le Sud, on voit qu'une hauteur (*a*) s'intercale entre Mons et le point. En cet endroit, l'exploration du socle paléozoïque est encore insuffisante; mais la hauteur possède un profil en croupe;

---

(1) LÉON LUTAUD, L'évolution morphologique du bassin tertiaire parisien et le site de Paris. (*Bull. Soc. roy. Belge de Géographie*, 72<sup>e</sup> année, 1948, fasc. II-IX, pp. 149-187, 6 fig.)

elle est d'orientation armoricaine et la carte de M. P. DUMON l'inscrit à la base du Landénien. Il s'agit donc d'un anticlinal que j'ai appelé *anticlinal de Nimy*. Il est responsable de la déviation de la Haine vers le Nord.

POINT N° 2. — Butte de Mons. Le jardin du beffroi constitue un excellent observatoire, surtout si l'on peut disposer de la carte hypsométrique au 40.000<sup>e</sup>, dressée au Service Géologique de Belgique à l'initiative de M. A. DELMER (1).

POINT N° 3. — Après avoir pris la route de Valenciennes, s'arrêter un instant avant de pénétrer dans l'agglomération de Jemappes. Observer le contact de la plaine alluviale avec le contour oriental de la surélévation du Haut-Borinage, renforcée en cet endroit par le passage de l'anticlinal des Produits; il se traduit à la surface par une croupe très accusée.

POINT N° 4. — Au-delà de Jemappes, on franchit successivement le synclinal de Quaregnon et l'anticlinal de Wasmes. Ils sont peu accusés, mais ils se lisent aisément sur la carte.

Passer par Boussu, puis se diriger vers le Sud. Traverser Boussu-Bois, Dour et atteindre, en un point 4, la pénélaine surélevée du Haut-Borinage. Jusqu'à la frontière française, elle est presque parfaite; mais elle s'incline vers le Nord, vers l'axe de la Haine. Nous rencontrons ainsi la contre-partie de ce qu'on observe à Casteau.

POINT N° 5. — Dans la traversée de Wasmes et de Pâturages, on observe l'important rajeunissement du relief des vallées. Ce rajeunissement ne s'est produit que dans le cours moyen; il n'affecte pas le cours supérieur. Cela résulte de la surélévation récente du Haut-Borinage.

POINT N° 6. — Du pont du chemin de fer de Paris, au débouché oriental de Frameries, on jouit d'un coup d'œil splendide

---

(1) Il n'est plus possible de déterminer quelle fut l'altitude réelle de la butte montoise, parce que le château des Comtes de Hainaut l'a recouverte au Moyen-Age. Le repère le plus élevé, placé en 1952, se trouve rue aux Gades, au pied du beffroi (63, 143). Il domine de 30,477 m celui du château de la route de Ghlin (2<sup>e</sup> Nivellement général, Arr<sup>t</sup> Mons, Inst. Géogr. Mil., 1955). Toutefois, d'après un nivellement de détail, effectué en 1866, la pointe nord-ouest du jardin du beffroi se trouvait à la cote 80,10 et dominait d'environ 50 m la plaine alluviale. Cependant, le zéro du nouveau nivellement est supérieur de 2,012 m au zéro ancien.

sur l'ennoyage de Havai (bassin de la Trouille) (B). Au Nord, on perçoit la colline montoise et, au Nord-Est, les collines jumelées du mont Panisel.

Tout en observant une cuesta crétacée, on aboutit à la station d'Hyon-Ciply. De là, on longe le chemin pavé qui conduit à Hyon; on observe encore mieux le groupe du mont Panisel et le synclinal panisélien de l'Ermitage. On laisse, à gauche, la colline de l'Héribus. Comme la butte de Mons, elle est séparée du groupe du Panisel par le synclinal du Trouillon.

On rentre à Mons par l'avenue d'Hyon; on longe le boulevard Dolez et l'on quitte la ville par la route de Beaumont. A la bifurcation de la route de Charleroi, on observe la dépression des Bruyères (*b*) qui semble bien correspondre à un synclinal longeant l'anticlinal de Nimy et prolonger la série des plis du Panisel.

POINT N° 7. — On longe la route de Beaumont jusqu'au sommet de la cuesta d'Harmignies. Vers le Nord, on observe la dépression de Saint-Symphorien. Perpendiculaire à l'anticlinal de Nimy, elle s'oriente conformément aux transversaux armoricains. Elle se combine avec le synclinal du Trouillon pour isoler le mont Panisel.

POINT N° 8. — Par Malplaquet et Saint-Symphorien, on prend la route de Charleroi. Avant de pénétrer dans Villers-Saint-Ghislain, on jette un coup d'œil en arrière. De droite à gauche, on observe l'anticlinal de Nimy, l'origine du synclinal des Bruyères, le mont Panisel et, à l'avant plan, la dépression de Saint-Symphorien qui, en pénéplaine déformée, se raccorde au mont Panisel.

POINT N° 9. — On reprend la route de Charleroi, on traverse le synclinal des Estinnes. A Waudrez et à Binche, on entame le socle paléozoïque (la Faille du Midi traverse la ville de Binche).

A l'Est de la ville, on gravit l'importante surélévation d'Anderlues, couronnée par des sables bruxelliens. Il s'agit encore une fois d'une pénéplaine déformée. Son origine anticlinale se lit à la fois au sommet du socle et dans le Crétacé, décapé par la transgression éocène.

POINT N° 10. — Un court trajet permet d'observer le flanc oriental de la surélévation.

On rentre à Bruxelles par la surélévation de La Hestre (armoricaine), par Manage, Nivelles et Waterloo.

## Quelques mégaspores contenues dans les charbons stéphanien des bassins de Blanzly et de Décazeville,

par P. PIÉRART.

RÉSUMÉ. — Quelques échantillons de charbon stéphanien en provenance de Blanzly et de Décazeville ont été macérés en vue d'en extraire les mégaspores et les miospores. Les mégaspores y sont moins abondantes que dans les charbons du Westphalien tant au point de vue du nombre des espèces que du nombre des échantillons. Il y a une grande ressemblance entre la composition palynologique des charbons stéphanien du Centre de la France et celles des houilles de la Sarre et de la Bohème.

*Triletes auritus* var. *grandis* est certainement la mégaspore la plus caractéristique et la plus abondante des charbons du Westphalien D et du Stéphanien. Quelques miospores et autres éléments figurés sont signalés.

SUMMARY. — Some samples of stephanian coal from Blanzly and Decazeville have been macerated to extract megaspores and miospores. The megaspores are less numerous than in westphalian coals as well from the point of view of the number of species as from that of the number of samples. There is a strong resemblance between the palynological composition of stephanian coals from the Centre of France and that of coals from the Saar Basin and Bohemia. *Triletes auritus* var. *grandis* is certainly the most typical and most abundant megaspore of Westphalian D and Stephanian coals.

Some miospores and like figured elements are mentioned.

Au cours de l'excursion de Paléobotanique (Paris-Nice), organisée sous les auspices du VIII<sup>e</sup> Congrès international de Botanique de Paris en 1954, par MM. les Professeurs P. CORSIN et G. DEPAPE, nous avons eu l'occasion de prélever quelques échantillons de charbon stéphanien dans les houillères de Blanzly et de Décazeville. Les charbons ont été macérés suivant la méthode de ZETZSCHE dans le but d'en dégager les mégaspores et les miospores (1). Une dizaine de prélèvements ont été analysés. Dans cette note nous ne parlerons que des mégaspores.

A notre connaissance, les charbons stéphanien du centre de la France n'ont fait l'objet d'aucune étude palynologique. SAHABI, dans son mémoire sur les spores des houilles françaises (1936, p. 25), mentionne qu'il a obtenu des résultats quasi négatifs.

---

(1) GUENNEL (1952) appelle miospores l'ensemble des microspores des plantes, hétérospores, des isospores et des petites mégaspores.

tifs en macérant des charbons en provenance des mines de Roche-la-Molière et Firminy (Loire). Il y a néanmoins trouvé trois petites mégaspores dans un des échantillons macérés. L'examen pétrographique fait par DUPARQUE à l'époque avait confirmé cette pauvreté en mégaspores; par contre, il avait montré que les échantillons étaient riches en cuticules et miospores.

Récemment DUPARQUE, dans une note au sujet des caractères distinctifs des houilles stéphaniennes et westphaliennes, écrivait que les macrospores étaient presque toujours rares dans les houilles stéphaniennes et n'existaient pratiquement plus dans les houilles du Stéphanien supérieur.

Il est vraisemblable que dans les charbons allochtones la ségrégation par granulométrie entre mégaspores et miospores est beaucoup plus fréquente que dans les charbons autochtones, ce qui expliquerait l'absence de mégaspores dans certains charbons stéphanien.

Malgré le petit nombre d'analyses palynologiques que nous avons faites, nous croyons utile d'en publier les résultats, étant donnée la pauvreté des documents concernant les spores dispersées des charbons stéphanien.

#### SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE.

Le bassin houiller de Blanzly est situé dans le département de Saône-et-Loire. Il appartient au synclinal permo-houiller de Blanzly-Le Creusot et est du type limnique. Les géologues rapportent cette formation au Stéphanien moyen ou assise de Saint-Étienne, caractérisée notamment par *Odontopteris Reichi* GUTBIER et *Cordaites lingulatus* GRAND'EURY. Le charbon y est exploité à ciel ouvert et en profondeur.

Le bassin houiller de Décazeville est situé dans le département de l'Aveyron; il appartient au Stéphanien moyen et supérieur. Une couche de charbon de 80 m de puissance moyenne y est exploitée; elle est située dans un anticlinal important. Tout comme à Blanzly l'exploitation se fait à ciel ouvert et au moyen de puits.

**PRÉLÈVEMENTS.**

Les échantillons de houille ont été prélevés au cours de l'excursion et seulement dans le but de se faire une idée très succincte de la composition en spores des charbons stéphaniens. Ces échantillons ne représentent qu'une partie de la couche, qui n'a donc pas subi de saignée sur toute sa hauteur. La puissance de ces échantillons est généralement de 15 à 25 cm; leur poids oscille entre 500 et 1.000 g.

On trouvera la liste des prélèvements à la page 588, où est reproduit le tableau des analyses palynologiques.

**BROYAGE, TAMISAGE, MACÉRATION.**

Les échantillons sont broyés et tamisés au laboratoire. On recueille la fraction granulométrique comprise entre 2 et 5 mm <sup>(1)</sup>. On homogénéise la fraction granulométrique et l'on prélève 10 g qui seront macérés suivant la méthode de ZETSCHE, dont les phases principales sont : une bromuration de 10 à 12 heures au moins, une oxydation à l'acide nitrique concentré pendant quelques heures et une dispersion des matières humiques par une lessive de potasse à 5 %. Lors de la dispersion des matières humiques on peut recueillir une partie des sédiments inférieurs à 300  $\mu$  en vue de l'analyse des miospores et autres éléments figurés.

**ANALYSES DES ÉCHANTILLONS.**

Dans le tableau ci-après les résultats des analyses ont été rassemblés. Cinq espèces de mégaspores et un pollen y sont signalés :

- Type 2 — *Calamospora* sp.
- Type 11a — *Triletes auritus* var. *grandis*.
- Type 17a — *Triletes laxomarginalis*.
- Type 30? — *Cystosporites varius* ?
- Type 31 — *Monoletes* sp.
- Type 45 — *Lagenicula levis*.

Ces espèces ont déjà été trouvées par ZERNDT dans la Sarre et en Bohême. Dans l'échantillon n° 5 de nombreux éléments

---

(1) Il est établi que le durain, qui contient les spores, se concentre dans la fraction granulométrique supérieure à 2 mm.

## ANALYSES DES

Nos des échan- tillons	Origine	Types de mé (quantité pour 10		
		2	11a	17a
1	Blanzv. Carrière Amédée. 1 <sup>re</sup> couche supérieure (Stéphanien moyen)	—	36	1
2	Blanzv. Carrière Sainte-Hélène. 1 <sup>re</sup> couche (Stéphanien moyen)	—	—	3
3	Blanzv. Carrière Sainte-Hélène. Couche supérieure (Stéphanien moyen)	—	—	—
4	Décazeville (Stéphanien supérieur)	10	—	—
5	Décazeville. La Découverte. Grande couche de Bourran. Sommet de l'anticlinal (Stéphanien moyen)	—	8	3
6	Idem	3	79	8
7	Idem	—	112	8
8	Décazeville. La Découverte. Grande couche de Bourran à environ 45 m en dessous du sommet de l'anticlinal (Stéphanien moyen)	—	4	2

ÉCHANTILLONS.

gaspores g de charbon)			Miospores	Sclérotites ?	Cuticules	Trachéides	Ostracodes
30?	31	45					
—	—	—					abondants
—	—	—		non analysé			± abondants
—	—	—					—
—	120	—	abondantes	—	un peu	un peu	abondants
1	—	—	abondantes	présents	un peu	un peu	—
2	—	—	non analysé				—
1	6	4	abondantes	—	un peu	un peu	—
—	—	—	très peu	—	très peu	présentes	—

figurés ont été dégagés; nous les rapportons au genre *Sclerotites* défini par POTONIÉ. Il faut également mentionner de nombreuses miospores dont la détermination est rendue difficile à cause de l'absence de documents (1). Enfin les Ostracodes y sont beaucoup plus fréquents que dans les charbons westphaliens de la Campine (Belgique) que nous avons étudiés récemment (1955). Trachéides et cuticules y sont variées et parfois abondantes (voir pl. VI).

## DESCRIPTION DES MÉGASPORES.

***Triletes auritus* var. *grandis* ZERNDT (Type 11a).**

(Pl. I et II.)

*Triletes auritus* var. *grandis* ZERNDT; ZERNDT, Bull. de l'Acad. Pol. des Sci. et des Lett., Sér. A, t. 10, pp. 584-585, fig. 1, 3, 4, 5 (1937).

*Triletes auritus* var. *grandis* ZERNDT; ZERNDT, Palaeontographica, Beitr. z. Naturgesch. d. Vorzeit, Abt. B, Bd. LXXXIV, p. 134, t. 11, fig. 32-35 (1940).

*Triletes auritus* var. *grandis* ZERNDT; DIJKSTRA, Mededel. Geol. Stichting, nieuwe ser., n° 8, p. 9, pl. 1, fig. 1, 5, 7 (1955).

Mégaspores à contour elliptique dont les axes mesurent respectivement 1.860 à 1.500  $\mu$  et 1.100 à 1.260  $\mu$ . Le contour peut être circulaire ou subtriangulaire comme dans les échantillons figurés par ZERNDT et DIJKSTRA. Arêtes triradiées aussi longues que le rayon de la spore, épaisses et élevées, de forme triangulaire en coupe, atteignant 100 à 125  $\mu$  de haut et 200  $\mu$  de large.

Crêtes arquées très prononcées atteignant généralement les mêmes dimensions que les arêtes triradiées. Membrane sporique lisse, sans ornementation, parfois légèrement alvéolée, épaisse. Oreilles à peine décelables sur nos échantillons. Beaucoup de spores sont comprimées en position proximale-distale, quelques-unes latéralement.

Mégaspores généralement présentes en grande quantité (voir tableau).

Observations. — Cette mégaspore paraît mériter le rang d'espèce; dans la nouvelle nomenclature de POTONIÉ et KREMP

(1) Parmi les miospores citons : *Annulatisporites* ?, *Densosporites*, *Laevisporites*, *Punctatosporites*, *Lophotriletes*, *Calamospora*, *Lycospora*, *Reticulatisporites*, *Endosporites*, *Microreticulatisporites*, *Latosporites*, *Cyclogranisporites*, *Cirratriradites*, *Illinites*, etc.

Signalons également des genres qui nous semblent affines de *Camptotriletes* et *Cadiospora* ou nouveaux (pl. IV et V).

il est vraisemblable que la nouvelle combinaison sera proposée. Il s'agira alors de *Valvisisporites grandis* (ZERNDT) nov. comb.

Distribution. — Bohême : Westphalien D, Stéphanien; Sarre : Westphalien D, Stéphanien; Pays-Bas : Westphalien D (sondage de Haaksbergen); Espagne : Westphalien D; France (massif central) : Stéphanien moyen.

**Lagenicula levis** ZERNDT (Type 45).

(Pl. III, fig. 2, 3, 4.)

*Lagenicula levis* ZERNDT; ZERNDT, Bull. de l'Acad. Pol. des Sci. et des Lett., Sér. A, t. 15, pp. 587-588 (1937).

Mégaspores comprises entre 520 et 840  $\mu$ , à contour irrégulier, généralement comprimées latéralement. Goulot (*Lagenicula*) de la spore bien développé de 200 à 320  $\mu$  de haut, formé de trois plis bien distincts, de nature un peu différente de la membrane sporique (un peu plus granuleux et moins brillant). Marques triradiaires plus ou moins distinctes, de 100 à 200  $\mu$  de long. Crêtes arquées bien visibles. Membrane sporique plus ou moins lisse, à peine rugueuse.

Mégaspores présentes en petite quantité (voir tableau).

Observations. — *Lagenicula levis* ZERNDT semble bien différent de *L. nuda* NOWAK et ZERNDT. Ce dernier ne présente pas de crêtes arquées bien distinctes, ni un goulot aussi bien développé.

Cette mégaspore dans le nouveau système de POTONIÉ et KREMP doit s'appeler *Lagenoisporites levis* (ZERNDT) nov. comb. Elle n'est pas citée dans les « Sonstige Formen ».

Distribution. — Bohême : Stéphanien (Jedomelice et Badvanice); France (massif central) : Stéphanien moyen.

**Triletes laxomarginalis** ZERNDT (Type 17a).

(Pl. III, fig. 5-12.)

*Triletes laxomarginalis* ZERNDT; ZERNDT, Palaeontographica, Beitr. z. Naturgesch. d. Vorzeit, Abt. B, Bd. LXXXIV, p. 136, t. 10, fig. 24-28 (1940).

Mégaspores du groupe *Triletes triangulatus*, comprises entre 620 et 870  $\mu$  de long et 380 et 500  $\mu$  de large, comprimées latéralement ou suivant la position proximale distale. Contour irrégulier. Surface de contact de la face proximale plus ou moins granuleuse, non striée radialement, arêtes triradiaires bien distinctes, frange équatoriale beaucoup plus large que chez *T. triangulatus*, atteignant  $\pm$  100  $\mu$  de large.

Face distale recouverté d'un réseau assez variable (mailles du réseau comprises entre 90 et 50  $\mu$ ).

Observations. — Dans la nouvelle nomenclature de POTONIE et KREMP cette spore devra s'appeler *Triangulatisporites laxomarginalis* (ZERNDT) nov. comb. Nous avons trouvé à côté de ces spores des échantillons sans frange équatoriale qui pourraient être confondus avec des *T. triangulatus*.

Distribution. — Sarre : Westphalien C et D; France (massif central) : Stéphanien moyen.

#### **Cystosporites** sp.

(Pl. III, fig. 1.)

*Cystosporites* (un échantillon) fertile, de 1.170  $\mu$  de long sur 480  $\mu$  de large, caractérisé par un sommet granuleux et divisé en trois plis d'environ 300  $\mu$  de haut sur 270  $\mu$  de large. Cette spore fertile pourrait être éventuellement *C. varius* (WICHER) DIJKSTRA, déjà signalé par ZERNDT dans les charbons stéphanieniens de Bohême.

Remarque. — *C. varius* est synonyme du Type 30 (types selon ZERNDT).

Distribution. — France (massif central) : Stéphanien moyen.

#### **Calamospora** sp. (Type 2).

Type 2 ZERNDT; ZERNDT, Bull. de l'Acad. Pol. Sci. et des Lett., Sér. A, t. 15, p. 593 (1937).

Comprend des microspores (?) et mégaspores de plus ou moins 100  $\mu$  à 400  $\mu$  et plus. Comme HARTUNG l'a montré, l'hétérosporie est peu marquée chez les Calamariacées (1). Les spores sont circulaires et opaques, la marque trilete n'est pas toujours visible au binoculaire.

Distribution. — Depuis le Dinantien jusqu'au Stéphanien. Signalé dans le Stéphanien de Bohême par ZERNDT. France (massif central) : Stéphanien moyen.

---

(1) Le diamètre des spores est de 60 à 150  $\mu$  pour les miospores et de plus ou moins 200  $\mu$  (parfois moins) à 350  $\mu$  pour les mégaspores. La spore est plutôt sphérique et sans sculpture. La plupart des Calamariacées sont isospores.

**MONOLETES** IBRAHIM (Type 31).Pollen de *Whittleseyinae*.**Monoletes** sp.

(Pl. III, fig. 13-19.)

Pollen de *Dolerophyllum* sp.; ZERNDT, Bull. de l'Acad. Pol. Sci. et des Lett., Sér. B, p. 55, pl. 8, fig. 42-49 (1930).Pollen de *Dolerophyllum* sp.; ZERNDT, Bull. de l'Acad. Pol. Sci. et des Lett., Sér. A, p. 176 (1931).*Schopfipollenites* n. g.; POTONIÉ et KREMP, Geol. Jb., Bd. 69, S. 180, Taf. 19, Abb. 87-92 (1954).

Pollen de forme elliptique, compris entre 280 et 320  $\mu$  de long sur 180 à 230  $\mu$  de large. L'une des faces est lisse, l'autre parcourue par deux plis parallèles à la marge du pollen.

Distribution. — Répandue surtout dans le Westphalien B et C aux Pays-Bas, en Allemagne et en Belgique; Bohème : Stéphanien; Sarre : Westphalien C, D, Stéphanien; Haute Silésie : Westphalien B, C, D; France (massif central) : Stéphanien moyen et supérieur.

**COMPARAISON DES CHARBONS STÉPHANIENS  
ET WESTPHALIENS.**

Bien que la documentation tant pétrographique que palynologique sur les charbons stéphanien soit minime par rapport à celle des charbons westphaliens, l'on peut déjà tenter une comparaison en se basant sur les travaux de ZERNDT, DUPARQUE, POTONIÉ et les résultats de nos observations.

Une première constatation qui s'impose est la distribution beaucoup plus capricieuse des mégaspores dans les charbons stéphanien; une deuxième est la pauvreté en mégaspores par rapport aux charbons westphaliens.

La première observation peut s'expliquer par l'origine même de la houille; en effet, l'allochtonie de ces charbons semble être beaucoup plus marquée. La deuxième peut s'expliquer par l'étude paléobotanique des gisements.

En effet, d'assez nombreuses espèces de plantes ne persistent pas au-delà du Westphalien. Il est donc normal de constater la disparition de spores dispersées dans les houilles stéphanien, et particulièrement celle des mégaspores appartenant aux Lépidoxytales qui ont joué un rôle important dans l'édification des charbons westphaliens.

Parmi les mégaspores de nombreuses espèces (ou genres) sont absentes; parmi les plus caractéristiques citons :

*Triletes mamillarius* BARTLETT (*Tuberculatisporites*); *Triletes hirsutus* (LOOSE) SCHOPF, WILSON et BENTALL (*Setosisporites*); *Triletes brasserti* STACH et ZERNDT (*Zonalesporites*); *Triletes superbus* BARTLETT (*Superbisporites*); *Triletes rotatus* BARTLETT (*Rotatisporites*); *Triletes prætextus* ZERNDT (*Setosisporites*); *Triletes horridus* (ZERNDT) DIJKSTRA (*Lagenicula*); *Triletes subpilosus* (IBRAHIM) SCHOPF, WILSON et BENTALL (*Lagenicula*); *Triletes rugosus* (LOOSE) SCHOPF ? (*Lagenoisporites*); *Triletes nudus* (NOWAK et ZERNDT) SCHOPF (*Lagenoisporites*).

Dans le système de POTONIÉ et KREMP le tableau précédent correspond à l'absence des genres suivants :

*Lagenicula* correspond au genre *Lepidodendron* ou aux *Lépidodendracées*; *Setosisporites* correspond aux *Bothrodendracées*; *Zonalesporites* et *Rotatisporites* appartiennent certainement aux *Lycopsidea* sans savoir toutefois à quelle famille; *Superbisporites* et *Tuberculatisporites* correspondent aux *Sigillariacées*.

Il y a donc concordance avec les observations des paléobotanistes, où l'on constate la disparition d'espèces appartenant en gros aux *Lépidophytales* et en particulier aux *Lépidodendracées*, aux *Bothrodendracées* et aux *Sigillariacées*.

Les restes de *Lépidodendracées* sont d'une excessive rareté dans tout le bassin de Blanzky et du Creusot (voir ZEILLER, 1906, p. 150.)

Parmi les espèces de spores présentes, citons pour les mégaspores : *Triletes auritus* var. *grandis* (*Valvisisporites*), *Lagenicula levis* (*Lagenoisporites*), *Triletes laxomarginalis* (*Triangulatisporites*), *Triletes triangulatus* ? <sup>(1)</sup>, *Cystosporites* sp., *Calamospora*, et les espèces que nous n'avons pas trouvées et qui sont citées dans la littérature : *Triletes glabratus*, *Cystosporites giganteus*, *Triletes tuberculatus* et *Microsporites karczewskii*.

*Valvisisporites* correspond aux *Sigillariacées* et il est à noter que *Sigillaria Brardi* BRONGNIART a été signalé dans les houillères de Blanzky.

A part les *Sigillaires* à côtes, qui selon ZEILLER sont d'une excessive rareté dans le bassin de Blanzky et du Creusot, il faut

(1) ZEILLER a décrit *Selaginellites Suissei* de Blanzky, ainsi que les mégaspores qui appartiennent au genre *Triangulatisporites* et les microspores qui appartiennent au genre *Cirratriradites*.

citer une espèce de Sigillaire sans côtes : *S. Brardi*. Le genre *Syringodendron* correspond à des tiges décortiquées de Sigillaires, probablement *S. Brardi* BRONGNIART.

Enfin *Sigillariostrobus major* GERMAR doit être rapproché des *S. strictus* ZEILLER des mines de Decize. Ces cônes doivent appartenir selon ZEILLER à *Sigillaria Brardi*. Signalons que cet auteur a dégagé des mégaspores de *Sigillariostrobus major*, qui ressemblent bien à *Triletes auritus* var. *grandis*.

Bref, nous n'aurions ici qu'une espèce de Sigillaire.

*Lagenosporites* doit correspondre aux rares Lépidodendracées du Stéphanien.

*Triangulatisporites* correspond aux *Selaginellites* et *Cystosporites* aux Lépidospermales.

*Calamospora* est présent au même titre que les Calamariacées.

Enfin *Monoletes* (*Schopfpollenites*) doit être rapproché des *Whittleseyinæ*.

#### CONCLUSIONS.

L'analyse de ces quelques échantillons de charbon stéphanien montre clairement que les mégaspores y sont moins abondantes que dans les charbons du Westphalien (cf. SAHABI, p. 25). Cette pauvreté se manifeste aussi par un nombre d'espèces peu élevé.

Il semble également que la répartition des spores soit plus irrégulière que dans les bassins houillers autochtones. De même l'on peut observer une certaine répartition des spores suivant leurs dimensions. Ces observations sont en accord avec l'allochtonie des houilles du massif central.

Il faut ajouter que dans les deux bassins les mégaspores et certaines miospores nous semblent plus déformées que dans les gisements paraliques.

Nos résultats sont fort incomplets étant donné le peu d'échantillons que nous avons étudiés. Néanmoins ils font apparaître la grande ressemblance dans la composition palynologique des charbons stéphanien du Centre de la France avec ceux de la Sarre et de la Bohême. *Triletes auritus* var. *grandis* est certainement la mégaspore la plus caractéristique et la plus abondante des charbons stéphanien et du Westphalien D. Il est très vraisemblable qu'elle se rattache à *Sigillaria Brardi*.

Nous adressons nos vifs remerciements à M. VETTER, Ingénieur aux houillères de Décazeville, qui a eu l'amabilité de nous faire parvenir les échantillons supplémentaires de charbons.

ASSOCIATION POUR L'ÉTUDE DE LA PALÉONTOLOGIE  
ET DE LA STRATIGRAPHIE HOUILLÈRES.

**BIBLIOGRAPHIE.**

- CORSIN, P., Sur l'âge des couches houillères du bassin de Blanzy (Saône-et-Loire). (*C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 227, pp. 858-860, 1948.)
- DIJKSTRA, S. J., The Megaspores of the Westphalian D and C. (*Mededeling van de geol. Sticht.*, nieuwe ser., n° 8, pp. 5-11, pl. 1-2, 1955.)
- J. DOUBINGER et P. VETTER, Contribution à l'étude du Stéphanien supérieur dans le Massif Central français. (*III<sup>e</sup> Congrès de Strat. et Géol. du Carb.*, I, pp. 149-156, 1952.)
- DUPARQUE, A., Sur quelques caractères distinctifs des houilles stéphaniennes et westphaliennes. (*Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. LXX, pp. 285-290, 1950.)
- GUENNEL, G. K., Fossil Spores of the Alleghenian Coals in Indiana. (*Ind. Dept. Conservation, Geol. Surv.*, Rept. Progress n° 4, p. 40, 1952.)
- HARTUNG, W., Die Sporenverhältnisse der Calamariaceen. (*Arbeit Inst. f. Paläobot. u. Petrog. der Brennst.*, Bd. 3, Heft 1, Taf. 8-11, S. 95-149, Berlin 1933.)
- PIÉRART, P., Les Mégaspores contenues dans quelques couches de houille du Westphalien B et C aux Charbonnages Limbourg Meuse. (*Publ. Ass. Étud. Pal.*, Bruxelles, n° 21, pp. 123-152, pl. B-F, 1955.)
- POTONIÉ, R. und KREMP, G., Die Gattungen der paläozoischen *Sporæ dispersæ* und ihre Stratigraphie. (*Geol. Jb.*, Bd 69, S. 111-194, 17 Taf., 1954.)
- Die *Sporæ dispersæ* des Ruhrkarbons. (*Palaeontographica*, Bd 98, Abt B, Teil I, S. 1-136, Taf. 1-16, 1955.)
- SAHABI, Y., Recherches sur les spores des houilles françaises. (*Dissertation*, 59 p., Lille, 1936.)
- ZEILLER, R., Bassin houiller et permien de Blanzy et du Creusot. (*Études des gîtes minéraux de la France*, 1906.)
- ZERNDT, J., Megasporen aus dem Westfal und Stefan in Böhmen. (*Bull. Acad. Pol. Sci. Lett.*, Ser. A, pp. 583-599, 1937.)
- Megasporen des Saarkarbons. (*Palaeontographica*, Bd 84, Abt B, pp. 133-150, 1940.)
- Megasporen aus einem Flöz in Libiaz (Stephanien). (*Bull. de l'Acad. Pol. Sci. Lett.*, Ser. B, pp. 39-70, 1930.)

**DISCUSSION.**

*M. Cambier demande si dans le bassin de la Sarre on a pu constater la même association de Triletes auritus var. grandis avec Sigillaria Brardi. M. Piérart pense que les Sigillaria sont*

également très rares dans la Sarre mais S. Brardi s'y trouve et aussi *Triletes auritus* var. *grandis*.

M. Cambier a suggéré que la présence des autres spores, surtout microspores dont l'origine à Blanzky n'est pas identifiée, pourrait être due à des pluies de spores venant de plantes croissant sur la terre ferme mais qui n'ont pas été déposées dans les bassins charbonniers.

## ADDENDA

Lors de la correction des épreuves de cette note nous avons reçu l'article de DYKSTRA (1) sur les mégaspores des gisements houillers espagnols appartenant au Westphalien B, C, D et au Stéphanien. Les spores signalées par cet auteur dans le Stéphanien appartiennent aux types suivants :

- Type 1,29 : *Cystosporites giganteus* (ZERNDT) SCHOPF.  
 Type 2 : *Calamospora* SCHAPF, WILSON et BENTALL.  
 Type 10 : *Triletes glateratas* ZERNDT.  
 Type 11a : *Triletes auritus*, var. *grandis* ZERNDT.  
 Type 17 : *Triletes triangulatus* ZERNDT.  
 Type 20<sub>1</sub> : *Triletes brasserti* STACH et ZERNDT, forma I.  
 Type 30 : *Cystosporites varius* (WICHER) DYKSTRA.  
 Type 31 : *Monolites* (IBRAHIM) SCHOPF, WILSON et BENTALL.  
 Type 44 : *Triletes tricollinus* ZERNDT.  
 Type 49 : *Eudosporites* (?) *radiatus* (IBRAHIM) = *Microsporites*.  
                   *Karezewskii* (ZERNDT) DYKSTRA.  
 Type 54 : *Triletes hispanicus* DYKSTRA sp. nov.

Comme l'on peut s'en rendre compte la liste comprend quelques nouveautés pour le Stéphanien. *Triletes brasserti* forma I et *Triletes hispanicus* (affine de *Lagenicula levis* et *L. nudus* en sont les plus caractéristiques. Quant à *Triletes tricollinus* il était déjà connu du Westphalien D dans la Sarre. *Endosporites* (?) *radiatus* est affine de *Microsporites gracilis* déjà signalé en Bohême dans le Stéphanien.

(1) S. J. DYKSTRA. — Megasporas carboniferas espanolas y su emplaces en la correlacion estratigrafica. (*Estudios geologicos*, t. XI, pp. 277-354, II fig., Madrid, 1955.)

## EXPLICATION DE LA PLANCHE I.

---

*Triletes auritus* var. *grandis* ZERNDT.

Fig. 1. — Face proximale,  $1.860 \times 1.220 \mu$  (photo 11).

Fig. 3. — Idem,  $1.500 \times 1.000 \mu$  (photo 13).

Décazeville. — La Découverte. Sommet de l'anticlinal de la grande couche de Bourran.

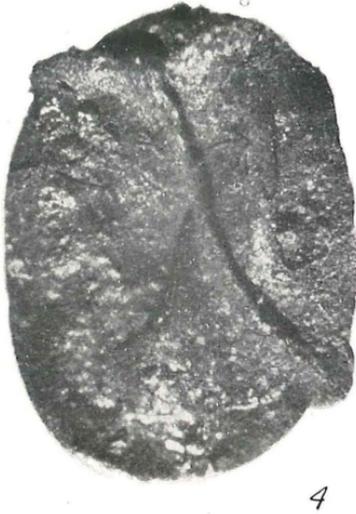
Fig. 2. — Mégaspore comprimée latéralement,  $1.600 \times 1.160 \mu$  (photo 10a).

Fig. 4. — Même échantillon, vu de l'autre côté.

Blanzly. — Carrière Amédée. Première couche supérieure.

Grossissement :  $\times 37,5$ .

---



## EXPLICATION DE LA PLANCHE II.

---

### *Triletes auritus* var. *grandis* ZERNDT.

Fig. 1. — Face distale,  $1.700 \times 1.200 \mu$  (photo 6b).

Fig. 2. — Face proximale du même échantillon.

Fig. 4. —  $1.700 \times 1.250 \mu$  (photo 9a).

Blanzy. — Carrière Amédée.

Fig. 3. — Mégaspore plus ou moins comprimée latéralement,  $1.500 \times 1.250 \mu$  (photo 12).

Décazeville. — La Découverte. Sommet de l'anticlinal de la grande couche de Bourran.

Grossissement :  $\times 37,5$ .

---



1



2



3



4

## EXPLICATION DE LA PLANCHE III.

---

Décazeville. — La Découverte. Sommet de l'anticlinal de la grande couche de Bourran, Stéphanien moyen.

- Fig. 1. — *Cystosporites* sp.,  $1.170 \times 480 \mu$  (photo 21b).
- Fig. 2. — *Lagenicula levis* ZERNDT,  $840 \times 490 \mu$  (photo 23 a).
- Fig. 3. — Même échantillon.
- Fig. 4. — *Lagenicula levis* ZERNDT,  $520 \times 400 \mu$  (photo 22).
- Fig. 5. — *Triletes laxomarginalis* ZERNDT, face distale,  $730 \times 500 \mu$  (photo 24b).
- Fig. 6. — Même échantillon, face proximale (photo 24a).
- Fig. 7. — *Triletes laxomarginalis* ZERNDT, mégaspore comprimée latéralement,  $620 \times 380 \mu$  (photo 26a).
- Fig. 8. — Même échantillon, vu de l'autre côté.
- Fig. 9. — *Triletes laxomarginalis* ZERNDT,  $870 \times 400 \mu$  (photo 25b).
- Fig. 10. — Même échantillon.
- Fig. 11. — *Triletes laxomarginalis* ZERNDT, face distale,  $690 \times 400 \mu$
- Fig. 12. — Même échantillon, face proximale.

Décazeville. — Stéphanien supérieur.

*Monoletes* sp.

- Fig. 13. —  $320 \times 230 \mu$  (photo 4a).
- Fig. 14. — Même échantillon, vu de l'autre côté.
- Fig. 15. —  $310 \times 180 \mu$  (photo 5a).
- Fig. 16. — Même échantillon, vu de l'autre côté.
- Fig. 17. —  $290 \times 200 \mu$  (photo 15).
- Fig. 18. —  $310 \times 200 \mu$  (photo 16).
- Fig. 19. —  $300 \times 230 \mu$  (photo 17).

---

Grossissement :  $\times 37,5$ .



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13



14



15



16



17



18



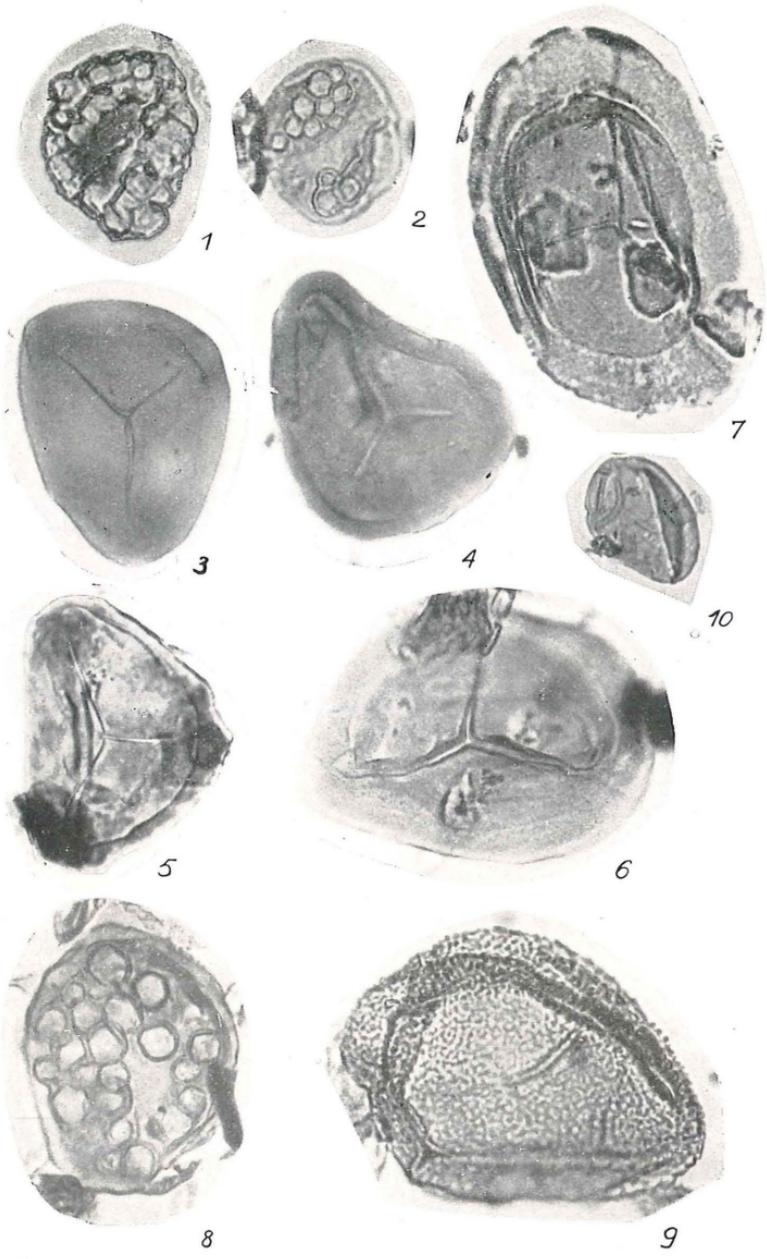
19

## EXPLICATION DE LA PLANCHE IV.

---

Décazeville. — La Découverte. Sommet de l'anticlinal de la grande couche de Bourran.

- Fig. 1. — *Sclerotites* ?,  $46 \times 34 \mu$ .  
Préparation 68 : 94,6/25,3.  
Film XLI; photo 27.
- Fig. 2. — Idem,  $40 \times 35 \mu$ .  
Préparation 68.  
Film XLI; photo 34.
- Fig. 8. — Idem,  $70 \times 53 \mu$ .  
Préparation 71 : 111,8/18,4.  
Film XV; photo 34.
- Fig. 3. — *Cadiospora* ?,  $63 \times 50 \mu$ .  
Préparation 77 : 95/12.  
Film XV; photo 20.
- Fig. 4. — Idem,  $66 \times 53 \mu$ .  
Préparation 71 : 93,5/32,5.  
Film XV; photo 32.
- Fig. 6. — Idem,  $86 \times 63 \mu$ .  
Préparation 70 : 96,9/9,3.  
Film XV; photo 8.
- Fig. 7. — *Endosporites* sp.,  $93 \times 59 \mu$ .  
Préparation 77 : 103,2/28.  
Film XLII; photo 7.
- Fig. 5. — *Triquitrites* sp.,  $55 \times 60 \times 66 \mu$ .  
Préparation 67bis.  
Film XLI; photo 3.
- Fig. 9. — *Cyclogranisporites* sp.,  $88 \times 65 \mu$ .  
Film V; photo 23.
- Fig. 10. — *Calamospora* sp.,  $35 \times 25 \mu$ .  
Film V; photo 22.
-



# PLANCHE V

---

## EXPLICATION DE LA PLANCHE V.

---

Fig. 1. — *Cirratriradites annulatus* KOSANKE (probablement microspore de *Selaginellites suissei*),  $90 \times 60 \mu$ .

Préparation 68 : 99,8/33.

Film XLI; photo 10.

Décazeville. — La Découverte. Sommet de l'anticlinal de la grande couche de Bourran.

Fig. 2. — *Lævigatosporites* sp.,  $87 \times 56 \mu$ .

Préparation 67bis : 113,5/20,5.

Film XL; photo 5.

Décazeville. — Stéphanien moyen.

Fig. 3. — *Camptotriletes* sp.?,  $70 \times 78 \mu$ .

Préparation 68 : 95,1/21,2.

Film XLI; photo 33.

Décazeville. — La Découverte. Sommet de l'anticlinal de la grande couche de Bourran.

Fig. 4. — Idem,  $68 \times 62 \mu$ .

Préparation 67bis : 113,9/32,9.

Film XL; photo 10.

Décazeville. — Stéphanien supérieur.

Fig. 5. — *Cyclogranisporites* sp.,  $50 \times 42 \mu$ .

Préparation 67bis : 113,1/21,7.

Film XL; photo 12.

Décazeville. — Stéphanien supérieur.

Fig. 6. — *Lophotriletes* sp.,  $27 \times 30 \times 33 \mu$ .

Préparation 67bis : 112,6/13,5.

Film XL; photo 15.

Décazeville. — Stéphanien supérieur.

Fig. 7. — *Densosporites* sp.,  $52 \times 46 \mu$ .

Préparation 67bis : 94,4/36.

Film XL; photo 22.

Décazeville. — Stéphanien supérieur.

Fig. 8. — *Verrucosporites* sp.,  $112 \times 77 \mu$ .

Préparation 68 : 94,2/33,2.

Film XLI; photo 13.

Décazeville. — La Découverte. Sommet de l'anticlinal de la grande couche de Bourran.

Fig. 9. — *Punctatosporites* sp.,  $21 \times 16 \mu$ .

Préparation 77 : 103,3/18,2.

Film XLII; photo 12.

Décazeville. — La Découverte. Sommet de l'anticlinal de la grande couche de Bourran.

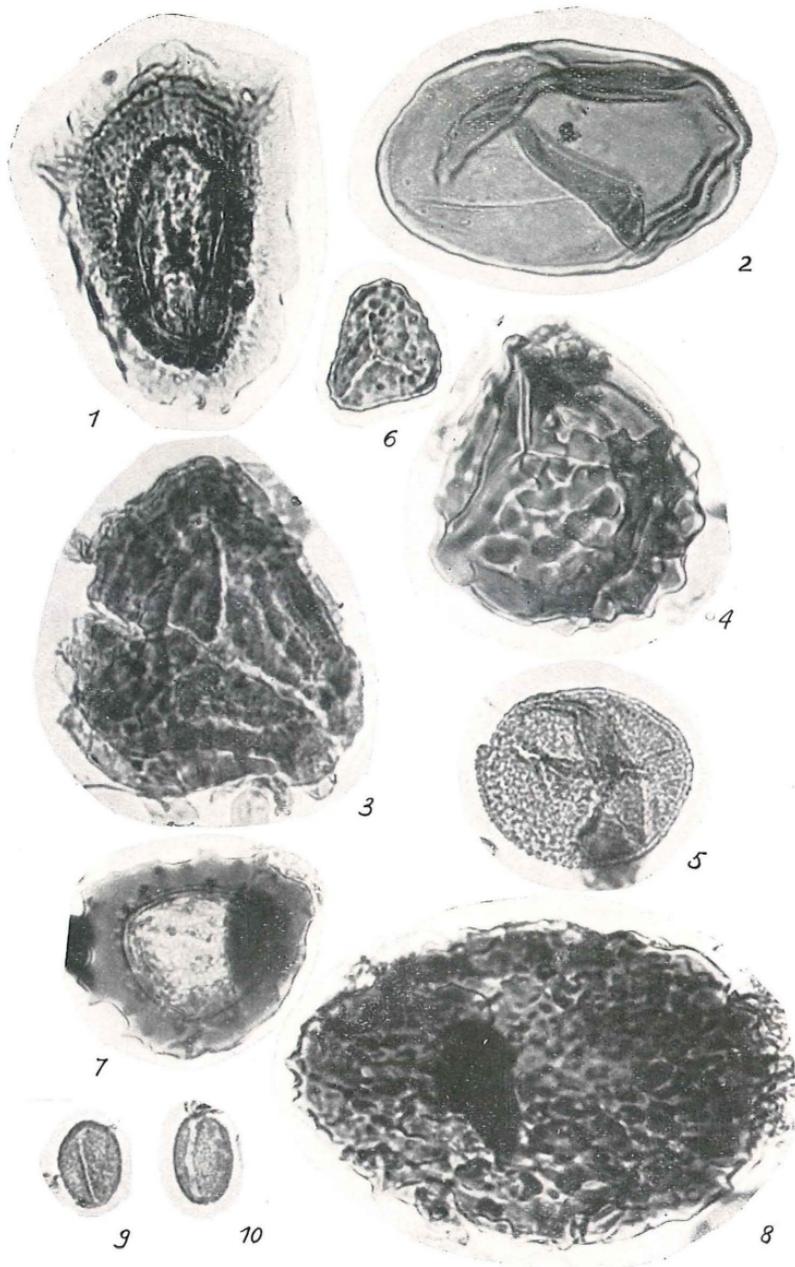
Fig. 10. — Idem,  $22 \times 15 \mu$ .

Préparation 77 : 93,9/32,2.

Film XLII; photo 16.

Décazeville. — La Découverte. Sommet de l'anticlinal de la grande couche de Bourran.

---



## EXPLICATION DE LA PLANCHE VI.

---

Fig. 1. — Cuticule.

Préparation 67bis.

Film XI; photo 19.

Décazeville. — Stéphanien supérieur.

Fig. 2. — Trachéide à ponctuations aréolées.

Préparation 68 : 93,9/32,7.

Film XII; photo 18.

Décazeville. — La Découverte. Sommet de l'anticlinal de la grande couche de Bourran.

Fig. 3. — Vaisseau scalariforme.

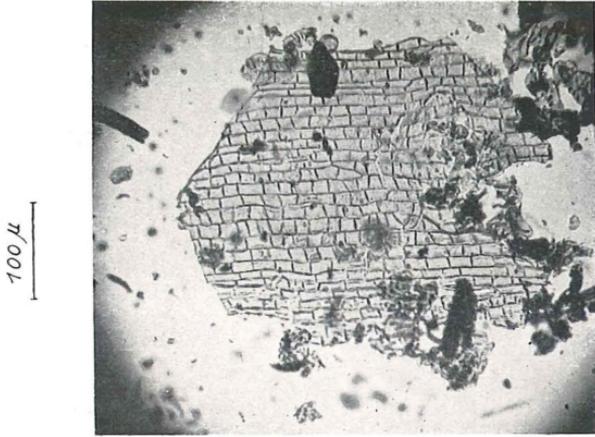
Préparation 77.

Film XII; photo 36.

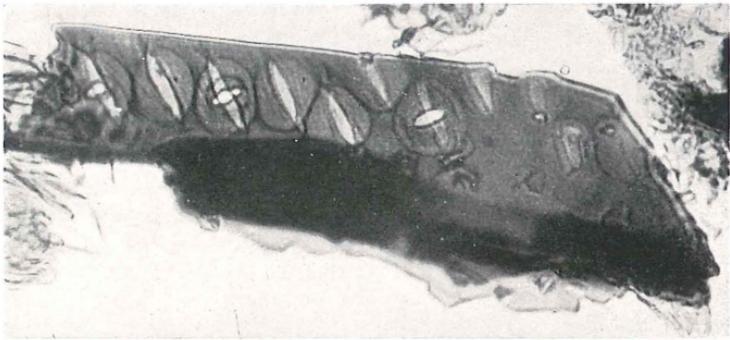
Décazeville. — La Découverte. Sommet de l'anticlinal de la grande couche de Bourran.

Fig. 4. — Echelle pour figures 2 et 3 (une graduation = 10  $\mu$ ).

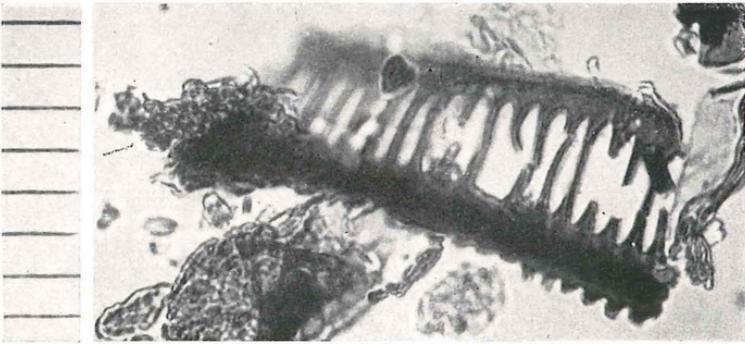
---



100 μ 1



2



4

3

**Pyrites éluviales de Bumva (Moto, Congo belge),**

par F. KAISIN Jr.

Le gisement aurifère du plateau drainé par l'Azimogu et la Bumva, ainsi que leurs affluents, présente des caractères assez singuliers. Son substratum semble formé uniquement de gneiss et de micaschistes assez monotones. Ces formations se situeraient à la périphérie nord du massif Kibalien des exploitations de Moto (Watsa) et appartiendraient au complexe cristallophyllien des granites et gneiss du Nord-Est du Congo belge.

Le relief du plateau est très peu accusé et les rivières s'y enfoncent très peu. L'altération terreuse des roches cristallines est épaisse et leur texture y apparaît encore nettement, malgré une altération très complète dès la profondeur de 2 à 3 m. Dans le haut, cette texture apparaît tassée sur elle-même, ainsi que l'attestent surtout les veines minces de quartz qui, planes et quasi verticales dans le bas des exploitations, sont affaissées en zigzag à la partie supérieure. Ces terres brunes provenant de la décomposition rigoureusement *in situ* étant aurifères, on les passe à la table sur une hauteur de 3 à 6 m, exceptionnellement 7 à 8 m. Sur la roche cristalline altérée il y a un lit pierreux de quartz, de quelques centimètres à 30 cm d'épaisseur, avec cailloux limoniteux ayant souvent l'aspect de concrétions latéritiques, lit pierreux qui est surmonté par quelques décimètres de terre stérile.

Le bed-rock, altéré ou non, est parcouru d'un réseau de minces filonnets verticaux de quartz filonien vitreux, de 1 cm d'épaisseur moyenne, en réseau orthogonal assez régulier. Ces filonnets sont normalement stériles ou pauvres en or. Les vrais filons, parfois assez épais, sont aussi stériles sauf de-ci de-là une teneur sporadique, rarement élevée. Par contre, des lits quartzeux, saccharoïdes, orientés suivant le feuilletage du gneiss et souvent qualifiés de filons, peuvent avoir localement, dans la zone altérée, — la seule qui soit actuellement bien connue —, une teneur en or appréciable.

Ajoutons pour terminer notre tableau d'ensemble, que la présence de zones quartzzeuses, même de filons épais, ne se marque pas sensiblement dans l'épaisseur du cailloutis supérieur (éluvial).

La couche pierreuse à éléments dominants de quartz est donc sans relation directe avec son substratum immédiat. Les caractères ne sont aucunement ceux d'un enrichissement en cailloux quartzeux que l'on pourrait attribuer à la lixiviation du substratum. Les cailloux de quartz, très volumineux, ayant parfois plusieurs décimètres cubes, ont des arêtes mousses et sont vitreux; le quartz est à tendance fibreuse, en très grands éléments à extinction onduleuse, avec traînées d'inclusions limoniteuses de 1 à 2  $\mu$ , arrondies, qui sont obliques sur la direction d'extinction onduleuse. A la surface de ces cailloux on trouve parfois des cubes de pyrite limonitisée de quelques millimètres de côté; ils sont souvent engagés dans le quartz par moins que leur moitié.

On trouve aussi dans cette couche de cailloux des cristaux de quartz présentant des allongements variés du prisme et une seule terminaison complète, l'autre étant une cassure irrégulière.

Ces cristaux sont souvent énormes et atteignent une longueur de 10 à 20 cm. Le plus grand rapport de longueur au diamètre que je connaisse est de l'ordre de 7, ce qui est un minimum puisque l'on n'a jamais qu'une pyramide terminale. Dans certains cailloux quartzeux se trouvent des veines d'or parfois volumineuses, formant un lacis entrelacé atteignant des poids d'or de 10 à 50 g et même plus.

L'or qui est extrait de ce cailloutis est gros; il forme souvent des filigranes extrêmement fins, à formes cristallines régulières. S. GASTELLIER et C. SOROTCHINSKY [4] ont montré que la forme, contrairement à ce qui s'observe souvent dans les cristaux d'or des filons, est constituée par un individu qui s'est développé librement, dans un milieu qui n'oppose pas de résistance à l'accroissement normal des faces. Les auteurs concluent à la formation sur place de ces beaux cristaux d'or. La concentration d'or gros dans la couche éluviale est donc due à une recristallisation *in situ* dans les solutions circulant à ce niveau.

Le cas du quartz n'est pas moins singulier. Les cailloux mousses, matés, contenant exceptionnellement de l'or visible, pourraient avoir une origine lointaine, mais on ne voit pas comment, au cours de ce voyage, les gros cristaux auraient gardé leurs faces, leurs arêtes et leurs sommets parfaitement intacts, ce qui est habituel.

Or, le site d'Arzimogu-Bumva est extrêmement étendu, les gisements que je décris ici s'étendent sur des dizaines de kilomètres carrés. L'étalement à distance de produits de désagrè-

gation de filons aurifères exigerait des parcours considérables puisque, dans cette aire, on lave le bed-rock sur plusieurs mètres d'épaisseur sans rencontrer de filons aurifères. On est donc amené à envisager sérieusement des phénomènes plus complexes pour l'origine de ce cailloutis singulier et à penser sérieusement à un enrichissement en quartz et en or par un remaniement de la silice cristalline, du type des stone lines [1, 8]; LEGRAND [6] a même décrit d'énormes blocs pseudo-floniens sur les crêtes de la région de Luiza (Kasai).

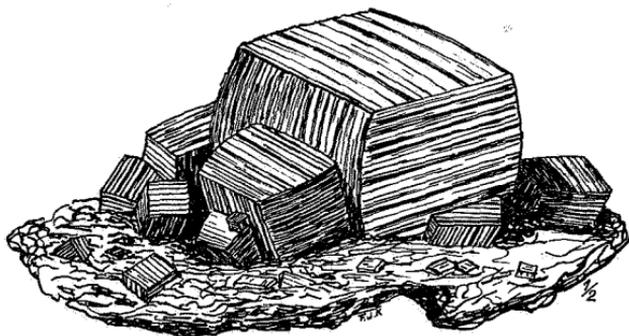


FIG. 1. — Groupement de cubes de pyrite limonitisée hérissant une concrétion limoniteuse. Echelle 1/2.

Dans ce milieu énigmatique, on rencontre des zones assez étendues, en plein plateau, dans le bassin de la rivière Bumva, où abondent des concrétions limoniteuses à texture cloisonnée, enduites d'ocre rouge, que les rejets de fourche sur les cribles livrent en grande abondance. Ce sont des corps de forme très complexe, avec creux et reliefs irréguliers, apophyses plus ou moins longues, tortueuses et volumineuses. La limonite est relativement compacte et, en section polie, les plages étendues à section lisse ne sont pas rares. Leur aspect concrétionné est cependant assez typiquement cloisonné (fig. 2).

Presque toutes ces concrétions montrent de-ci de-là des parties de cubes pointant suivant une orientation quelconque à leur surface. Beaucoup sont hérissées de cubes parfois énormes, triglyphes, ayant jusque 8 cm de côté. Ces cubes ont souvent, surtout les plus gros, des faces courbes. Ils sont entremêlés, plus ou moins développés (fig. 1). De nombreux exemplaires sont constitués uniquement d'un agrégat de cubes, sans parties amorphes. L'aspect extérieur est bien celui de la pyrite.

Après en avoir découpé un grand nombre, nous avons pu constater que la région centrale est moins massive que le bord, qu'elle se désagrège facilement. Un très petit nombre contient encore un peu de sulfure jaune, dont l'aspect est celui de la



FIG. 2. — **Limonite concrétionnée dans une pseudomorphose de cube de pyrite.**

Lumière réfléchie, grossissement linéaire :  $\times 65$ . Échantillon K 1.056/P 78 (Université de Louvain, collection de géologie générale [Laboratoire de F. Kaisin]). Provenance : Bumva.

pyrite. Il a été impossible de trouver un contact étroit entre le sulfure et la limonite massive, le premier étant toujours entouré de limonite brune pulvérulente qui laisse dans les sections polies un sillon qui entoure complètement les plages de pyrite. J'ai obtenu la confirmation du diagnostic par un spectre aux rayons X, exécuté par MM. KIPIEL et MOREAU au Laboratoire de Minéralogie de Louvain. Seules y apparaissent les raies de la pyrite.

Il est donc très apparent que nous avons affaire à des pseudomorphoses de pyrite par la limonite. Nous savons d'autre part

que la limonite est aurifère et nous pouvons penser que la pyrite l'était initialement. Le passage de l'état de pyrite à celui de limonite, avec concentration de l'or en grains souvent visibles et recristallisés, ne pose pas de problème. Il a été décrit, sinon expliqué, par LACROIX [5, p. 576] dès 1900.

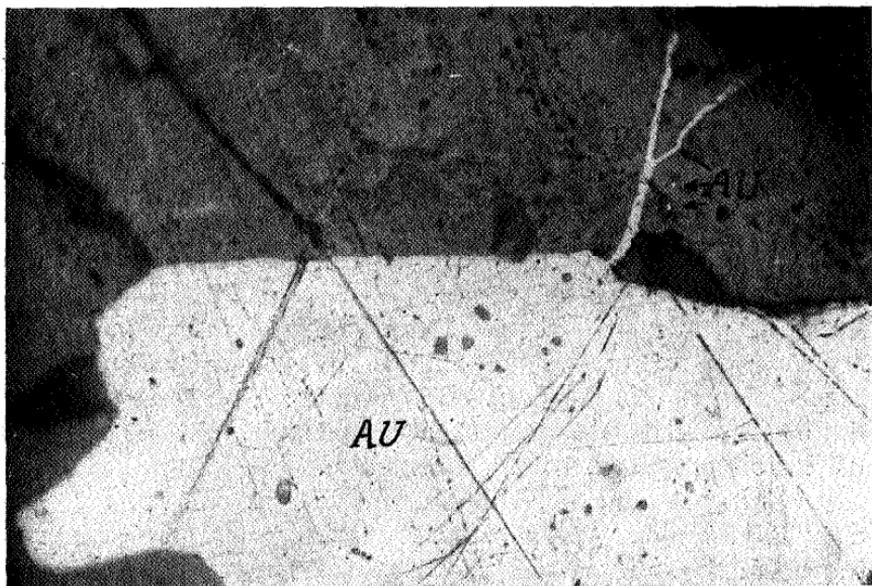


FIG. 3. — Grain d'or en contact étroit avec la limonite concrétionnée d'un cube de pyrite altérée.

Une veinule d'or se détache du grain : à sa droite, deux tout petits points d'or. Grossissement linéaire : 280.

Echantillon K 1.058/P 80. Provenance : Bumva.

L'origine de la pyrite est plus mystérieuse. Comme nous l'avons vu à propos du quartz et à fortiori, puisque la pyrite est plus dense, un transport à partir de filons où les cristaux libres eussent été abondants semble difficile à envisager. D'ailleurs, ces concrétions de limonite sont assez nettement localisées à des zones de quelques hectares et ce n'est pas à l'aplomb du gisement, entièrement lavé sur une hauteur de 3 à 6 m, que l'on peut chercher une source filonienne qui n'existe certainement pas, sinon on l'aurait forcément vue. S'il avait existé, à une époque relativement récente, une zone marécageuse avec tourbière, une origine sédimentaire pourrait sans aucun doute être

admise pour ces concrétions qui eussent été originellement pyriteuses. Le milieu acide et réducteur permet la formation de tels nodules pyriteux et il suffira d'en citer un exemple, vieux de plus de cinquante ans, en se référant à LACROIX. Celui-ci [5, p. 617] cite les concrétions volumineuses et nombreuses, hérissées de cubes constitués de pyrite très fraîche, dans la tourbe des alluvions de la Sarthe, à Ozé (Orne). Il n'est pas surprenant que, si l'eau était aurifère, la pyrite l'ait retenue. Les conditions morphologiques du plateau sont indiscutablement compatibles avec notre hypothèse en dépit de certaines opinions émises récemment sur la formation des sulfures [2]. Le drainage s'améliorant après coup, les conditions tropicales conduisent très vite à la destruction des matières organiques et à la limonitisation de la pyrite. Au cours de cette pseudomorphose, l'or est ségrégué et recristallisé en grains parfois assez gros. La figure 3 met en évidence la concomitance approximative de la formation de l'or et de la limonite. Le contact étroit par faces planes montre que l'or était assez libre de se développer, tandis que la veinule en Y montre qu'il a continué de se former alors qu'il était emprisonné dans la limonite.

Il est impossible, malheureusement, de prouver qu'il y a eu dans la région, une période où le plateau était marécageux et tourbeux. C'est donc une interprétation hypothétique que je présente ici.

On ne peut naturellement pas, et je ne pense pas à le faire, rejeter une origine hydrothermale du quartz de la pyrite et de l'or du cailloutis du plateau d'Azimogu. Mais il faut reconnaître qu'elle se heurte, dans l'état actuel de nos connaissances, à de sérieuses difficultés. C'est en effet sur de nombreux kilomètres carrés que s'étendent les exploitations de lavage du cailloutis « éluvial » et de son bed-rock sur 3 à 8 m. Jamais, on n'y a trouvé le moindre indice de minéralisation ascendante. De plus, il est certain que l'or des pyrites, comme les cristaux des filigranes trouvés en liberté dans la terre aurifère des exploitations, a dû se former *in situ* par cristallisation à partir d'une eau qui en contenait dans des conditions favorables à la précipitation.

Actuellement, le levé géologique de la région est en cours et l'on y procède surtout par sondages, car la forme du terrain exclut les affleurements nombreux et l'exploitation du gneiss altéré est arrêtée systématiquement dès que la teneur en or devient trop basse. Ce n'est que rarement qu'elle atteint la roche saine.

On peut espérer que ce levé nous éclairera suffisamment sur le sous-sol de la région pour apporter des éléments indirects de solution au problème qui s'y pose.

Je remercie la Société des Mines d'Or de Kilo-Moto et particulièrement M. GOMRÉE, Administrateur-Directeur, qui m'a autorisé à publier cette note, comprenant comme moi qu'un cas aussi étrange de gisement méritait d'être signalé, avec l'espoir de susciter la publication d'observations du même genre qui pourraient éclairer le problème et participer peut-être à sa solution.

Louvain,  
Laboratoire de géologie,  
15 décembre 1955.

#### BIBLIOGRAPHIE.

1. CORIN, F., 1948, Note sur l'association du quartz avec les latérites. (*B. S. Géol. Congo belge et Ruanda-Urundi*, n° 4, pp. 73-74.)
2. EDWARDS, A. B. and BAKER, G., 1951, Some occurrences of Supergene iron sulphides in relation to their environment of deposition. (*Jour. Sedim. Petrology*, vol. 21, pp. 34-46.)
3. GASTELLIER, S., PETERS, L. et SOROTCHINSKY, C., 1947, Description de six échantillons d'or natif provenant du gisement de Nyongwe. (*B. S. Géol. Congo belge et Ruanda-Urundi*, n° 3, pp. 69-83.)
4. GASTELLIER, S. et SOROTCHINSKY, C., 1947, Étude de huit échantillons d'or natif provenant des éluvions du camp Bumva. (Société des Mines d'Or de Kilo-Moto). (*B. S. Géol. Congo belge et Ruanda-Urundi*, n° 3, pp. 69-83.)
5. LACROIX, A., 1897, Minéralogie de la France. (T. II, Paris.)
6. LEGRAND, R., 1955, Premiers résultats du levé de la feuille de Luiza (Kasai, Congo belge). (*B. S. B. G.*, t. 64, pp. 387-397.)
7. POLINARD, E., 1937, L'or à formes cristallines de la région de Subani. (*A. S. G. B.*, t. 61, p. B 72.) [Subani est une localité du plateau d'Azi-modu, au bord sud-est.]
8. WAEGEMANS, G., 1947, Un exemple d'évolution du relief du sol dû à la pesanteur. (*B. S. Géol. Congo belge et Ruanda-Urundi*, n° 3, pp. 37-43.)

#### DISCUSSION.

*M. I. de Magnée demande comment l'auteur explique la richesse en or de la pyrite secondaire. M. F. Kaisin répond qu'il s'agit de filigranes qui n'ont pas pu résister au moindre transport. Il pense que l'or, transporté en solution, a pu se déposer dans la pyrite.*

*M. Schnock dit qu'à la mine de Kimwauda (Compagnie Minière des Grands-Lacs, groupe du Sud) il a observé en janvier 1935 dans un tronc d'arbre en putréfaction des cristaux d'or en cubes*

d'environ 4 mm d'arête formant de petits agrégats. Il semble donc que l'or puisse être mis en solution par les acides organiques des marais. Dans le cas observé on pourrait expliquer son isolement par l'oxydation d'un complexe humique à la faveur d'un drainage du marais.

M. Wéry a observé dans la région de Graide en Ardenne des cristaux analogues à ceux signalés par M. Kaisin. Ce sont des cubes de limonite dont la partie centrale est constituée par de la pyrite. Ils se situent dans l'alignement filonien de Graide station à Porcheresse et ils ont été recueillis lors des recherches faites concernant l'or dans cette région.

M. P. Dumon demande l'explication de la présence de cristaux de quartz. M. Kaisin répond qu'il s'agit sans doute de quartz secondaire qui se serait brisé dans la suite.

---

## Sur quelques Ammonites aaléniennes d'Argentine,

par PIERRE L. MAUBEUGÉ et ROGER LAMBERT.

(1 planche.)

SOMMAIRE. — Description d'un genre nouveau : *Podagrosiceras*, d'une nouvelle espèce de *Pleydellia* et d'un fragment d'*Erycites* de l'Aalénien d'Argentine.

Nous étudions ici quelques Ammonites argentines, plus ou moins bien conservées, d'intérêt paléontologique et stratigraphique non négligeable.

*Podagrosiceras* gen. nov. est une forme originale par sa costulation de la région siphonale, difficile à placer avec certitude dans l'arbre phylogénique des *Ammonoidea*. L'échantillon, unique, n'a pas encore été signalé.

Par contre, *Erycites*, bien qu'il s'agisse probablement d'une espèce nouvelle, est un genre qui prospère dans l'Aalénien européen et africain. Il en est de même pour *Pleydellia* où nous avons dû faire une nouvelle espèce; ses ressemblances avec les formes européennes si nombreuses (et qui ne sont peut-être pas des

---

(<sup>1</sup>) On peut se reporter notamment à une dernière synthèse parue : CHARLES E. WEAVER, Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Univ. Washington, Seattle, 1931, 469 p., 62 pl. (Bibliographie importante).

espèces véritables tant le polymorphisme est grand), font qu'il ne s'agit peut-être que d'une race ou variété géographique du groupe de *Pleydellia aalense* ZIETEN, si commun en Europe.

L'étude des couches jurassiques argentines richement fossilifères, mais insuffisamment connues <sup>(1)</sup>, apportera certainement dans les années à venir, avec d'autres matériaux, des précisions sur les formes examinées ici.

Famille **PODAGROSIGERATIDÆ** nov.

*Podagrosiceras athleticum* nov. gen. nov. sp.

(Pl. I, fig. 1.)

Il s'agit d'un moule interne en calcaire et calcite avec test de substitution calcifié, brisé sur un côté.

C'est une coquille largement ombiliquée, à tours arrondis devenant subquadratiques, à angles arrondis, à peine plus hauts que larges. Le tour est très légèrement recouvrant, dépourvu de carène et de sillon ventral.

Les flancs sont légèrement renflés, ornés de côtes à peine falciformes, denses, saillantes, lisses et arrondies. A la fin du tour externe, elles sont bifurquées, deux côtes composées étant séparées par une simple; mais au début du tour externe et aux tours internes, ces côtes sont irrégulièrement fasciculées : parfois plusieurs composées se suivent sans élément simple intercalaire. La costulation naît sur le bord ombilical, doucement arrondi, ainsi que sur les tours adultes, et se dirige d'abord presque verticalement, pour s'incliner en arrière vers le milieu du flanc et revenir ensuite vers l'avant suivant un arc peu accusé. Souvent il est difficile de voir nettement la soudure des côtes secondaires et principales : un léger renflement sans relief linéaire bien net existe à ce niveau; en général cette fasciculation se produit un peu au-delà du tiers externe, à l'amorce de l'inflexion antérieure (sur les tours jeunes il existe une inflexion vers l'avant du segment basal de la côte primaire, celle-ci restant dans l'ensemble rectiligne). Les côtes se terminent sur la région siphonale où elles forment, en s'épaississant, des chevrons décalés symétriquement; il y a même une soudure des chevrons, peu accusée, dessinant un zigzag sur une ligne siphonale. Cet aspect caractéristique de la région siphonale, inconnu jusqu'ici chez les Ammonites du Lias, n'est pas sans évoquer le profil des *Parkinsonidæ*. Il n'y a aucune ressemblance avec la région siphonale des *Tmetocera*.

*tidæ* car ceux-ci ont un intervalle net entre les extrémités distales des côtes sur la région siphonale, ainsi que nous avons pu nous en assurer sur d'excellents *Tmetoceras* suisses. La ligne suturale est inconnue.

L'échantillon, engagé dans une gangue calcaire cristalline, noire, brillante, a été recueilli par P. GROEBER dans les couches du Lias supérieur affleurant sur la rive droite du rio Picún Leufú, un peu en aval de la confluence de l'arroyo de los Molles (territoire du Neuquén, coupure 36 *b*, cerro Chachil, de la Carte géologique au 200.000<sup>e</sup> de la République Argentine).

Rapports et différences. — C'est avec les *Lillia*, du Lias supérieur également que *Podagrosiceras* a le plus de ressemblances. L'enroulement est assez voisin de certaines *Lillia* ainsi que la section; la costulation est voisine sur la région ombilicale, compte tenu des variations spécifiques; mais l'absence de carène et la disposition en chevrons des segments terminaux des côtes, avec un fort relief, confèrent au genre nouveau un caractère original.

Les *Denckmannia* ne sont pas non plus sans analogies marquées avec le genre présent quant à leur aspect ombilical.

Caractères génériques. — Forme largement ombiliquée à tours subquadratiques, trapus, peu recouvrants; les côtes sont irrégulièrement fasciculées, faiblement falciformes, à relief très accusé. Le caractère différentiel du genre réside dans l'ornementation de sa région siphonale : les terminaisons distales des côtes sont décalées régulièrement les unes par rapport aux autres avec une soudure peu accusée au niveau du siphon, donnant une ligne chevronnée zigzaguante.

Génotype : *Podagrosiceras athleticum* nov. Le nom rappelle les côtes noueuses et en relief; le nom spécifique fait allusion à l'aspect trapu de la présente espèce, avec costulation de la région siphonale exagérément accusée.

***Pleydellia argentina* nov. sp.**

(Pl. I, fig. 2-6.)

Cette espèce nouvelle est représentée par plusieurs spécimens provenant du pied oriental du cerro de la Atravesada (territoire du Neuquén, Argentine, coupure 35 *b*, Zapala de la Carte géologique au 200.000<sup>e</sup>). Quatre fragments de plaquettes de calcaire

marneux gris à gris-brun et gris blanchâtre, parfois strié de bandes plus claires, contiennent des fragments ou des moules internes entiers d'Ammonites médiocrement conservés. Une autre plaquette est criblée d'empreintes et de très mauvais moules internes d'Ammonites, avec débris coquilliers et une très petite Rhynchonelle indéterminable, le tout étant pris dans un calcaire faiblement marneux, gris-noir, vaguement taché de jaunâtre par places (oxydes de fer); certaines passées de la roche sont scintillantes : il s'agit du sommet du Lias, transgressif sur les porphyrites, généralement considérées comme triasiques.

Dans tous ces échantillons pullule une forme d'Ammonite plate, fortement ombiliquée, à côtes faiblement falciformes à leur sommet, assez rectilignes à leur base sauf sur un individu où elles sont déjetées vers l'avant dès l'origine. Les échantillons sont carénés, assez tranchants, de section plus ou moins ovale, que l'on peut mal définir en raison de l'aplatissement de la plupart des spécimens. Ces Ammonites appartiennent sans aucune hésitation possible au genre *Pleydellia* (BUCKMAN, 1904, emend MAUBEUGE, 1950) (1).

Rapports et différences. — C'est avec *Pleydellia pseudoarcuata* MAUBEUGE (1) que *Pl. argentina* a le plus de ressemblances. Il est difficile de comparer les sections vu l'écrasement plus ou moins accusé de nos spécimens; leurs lignes cloisonnaires sont en outre inconnues. Leur ombilic est très dégagé, à tour moyennement élevé; l'enroulement est lent et progressif, du moins aux stades jeunes seuls ici connus. La costulation vigoureuse et espacée comme chez l'espèce européenne est cependant différente du fait que les côtes sont rectilignes et très faiblement accusées à leur extrémité distale.

Trois exemplaires certains ont été reconnus; plusieurs autres, mal conservés, appartiennent vraisemblablement à la même espèce et trois petits individus sont au moins très voisins s'ils ne sont pas des jeunes de l'espèce (fig. 6).

---

(1) P. L. MAUBEUGE, Nouvelles recherches stratigraphiques et paléontologiques sur l'Aalénien luxembourgeois. (*Archives Institut Grand Ducal de Luxembourg*, t. XIX, 1950, pp. 365-397, 16 pl.)

**Erycites** sp.

(Pl. I, fig. 7.)

On possède également, dans les formes étudiées, un fragment malheureusement fort incomplet d'une Ammonite de section arrondie, subrectangulaire, très peu élevée, mais large, donc d'allure globuleuse. Les flancs sont abrupts et presque rectilignes.

Des côtes primaires courtes, bien accusées, subrectilignes, couvrent toute la longueur de ce flanc, donnant naissance à deux costules secondaires; celles-ci sont parfois accompagnées d'une troisième qui ne paraît pas nettement se rattacher au point de dichotomie de la côte principale. Ces costules sont nettement infléchies vers l'avant, décalées par rapport à la principale (fig. 7 a).

La face interne du fragment montre que la région siphonale de l'avant-dernier tour était ornée de fines costules secondaires de même allure, mais nettement plus denses et plus graciles comme chez certaines *Emileia* juvéniles (fig. 7 c).

Il y a peu de doute, malgré ces caractères fragmentaires, que l'on a affaire à un *Erycites*, genre précisément aalénien. Aucune espèce connue ne semble se rattacher à la forme argentine, mais il est évidemment impossible de créer une nouvelle espèce sur un tel fragment.

Rapports et différences. — *Erycites fallax* Benecke est une forme de section bien plus haute que la présente; le « *Cæloceras* » *longalvum* VACEK (*Erycites* ?) est plus voisin par sa section, bien que celle-ci soit encore plus haute que celle du fossile argentin. La costulation semble analogue, mais le présent fossile, à égal diamètre, a sur la région siphonale une costulation plus forte que la forme italienne.

Il est malheureusement impossible de pousser plus loin la comparaison de notre échantillon.

Provenance. — Partie moyenne des pentes occidentales du cerro Carreri (coupure 35 b, Zapala, de la Carte géologique au 200.000<sup>e</sup> de la République Argentine).

(<sup>1</sup>) M. VACEK, Über die Fauna der Oolithe von Cap San Vigilio. (*Abh. d. K.K. Geol. Reichsanst.*, Bd. XII, n<sup>o</sup> 3, Wien, 1886, pl. XVII, fig. 1.)

## LÉGENDE DE LA PLANCHE

---

FIG. 1 a-b. — *Podagrosiceras athleticum* nov. gen. nov. sp.

Provenance : rive droite du rio Picún Leufú, un peu en aval de la confluence de l'arroyo de los Molles, territoire du Neuquén, République Argentine.

FIG. 2-5. — *Pleydellia argentina* nov. sp.

Provenance : pied oriental du cerro de la Atravesada, territoire du Neuquén, République Argentine.

FIG. 6. — *Pleydellia argentina*, formes juvéniles (?).

Même provenance.

FIG. 7 a-b. — *Erycites* sp.

Provenance : pentes occidentales du cerro Carreri, territoire du Neuquén, République Argentine.

FIG. 7 c. — *Erycites* sp.

Moulage montrant la fine costulation sur la face interne du fragment précédent.

---

---

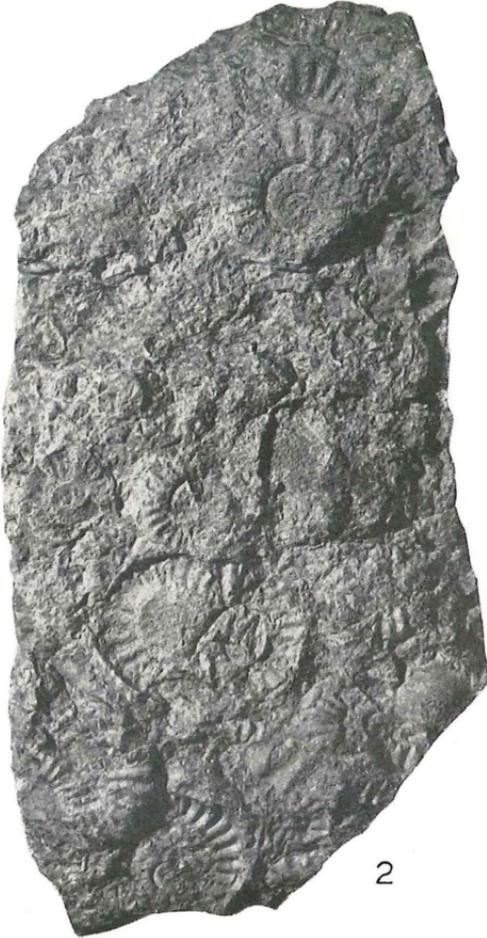


7 a

7 b



7 c



3



6

5